ORSAY
Série A
N° d'ordre :
112

THESES

PRESENTEES

A LA FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY
UNIVERSITE DE PARIS-SUD

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
(Mention SCIENCES)

PAR

Jorge OYARZUN MUÑOZ

1ère Thèse : CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES DU CHILI

2ème Thèse : PROPOSITIONS DONNEES PAR LA FACULTE

Soutenues le 18 Juin 1971 devant la commission d'examen

Messieurs :

R. BROUSSE	Président
M. STEINBERG	Examinateur
J. BUTERLIN	Invité
J. GONI	Invité
N. RUEGG	Invité

THESES

PRESENTEES

A LA FACULTE DES SCIENCES D'ORSAY
UNIVERSITE DE PARIS-SUD

POUR OBTENIR LE TITRE DE DOCTEUR DE L'UNIVERSITE
(Mention SCIENCES)

PAR

Jorge OYARZUN MUÑOZ

1ère Thèse : CONTRIBUTION A L'ETUDE GEOCHIMIQUE DES ROCHES VOLCANIQUES ET PLUTONIQUES DU CHILI

2ème Thèse : PROPOSITIONS DONNEES PAR LA FACULTE

Soutenues le 18 Juin 1971 devant la commission d'examen

Messieurs :

R. BROUSSE	Président
M. STEINBERG	Examinateur
J. BUTERLIN	Invité
J. GONI	Invité
N. RUEGG	Invité

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

RESUME

La thèse a pour but de donner une idée générale de la géochimie des roches ignées chiliennes, et déterminer quelques problèmes qui permettent d'orienter les futures études de détail.

Elle comprend une révision de la documentation géochimique mondiale ; spécialement de celle qui se rapporte aux éléments en trace étudiés : Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Sr et Rb ; et de plus, un résumé de la géologie chilienne.

Le travail contient l'analyse de 126 échantillons de roches volcaniques crétacées, tertiaires et quaternaires, 87 d'entre elles appartiennent au territoire chilien continental, et 39 à l'Antarctique. A ces échantillons s'ajoutent 32 roches plutoniques paléozoïques, crétacées et tertiaires. Des fractions minérales ont été analysées pour 18 d'entre elles.

Les éléments en traces sont analysés par absorption atomique (Cr, Ni, Co, Cu et Zn), spectrographie d'émission (V) et fluorescence de rayons X (Sr et Rb). Les résultats sont calculés par référence à la 2ème série de Standards de l'U.S. Geological Survey (G - 2 à D.T.S. - 1). Bien que l'intérêt primordial de l'étude réside en ces éléments, on a tiré profit des analyses d'éléments majeurs et mineurs des roches.

Une partie du traitement mathématique des renseignements s'est effectuée au moyen d'un ordinateur IBM - 360, ce qui a permis de calculer les cœfficients de corrélations entre tous les éléments de chaque groupe d'échantillons, ainsi que les relations entre les éléments en traces et les éléments majeurs et mineurs.

Parmi les conclusions atteintes dans cette étude, il y a lieu de mentionner la grande similitude des contenus en Cr, Ni, Co, Cu et Rb, des andésites quaternaires chiliennes avec ceux des autres andésites circumpacifiques (selon TAYLOR, 1968), mais aussi la plus grande teneur en Na et Sr des roches chiliennes. Le strontium présente notamment une augmentation nette dans les roches volcaniques, depuis le Sud au Nord du pays ; fait que l'on peut rapporter aux variations tectoniques du Territoire.

Dans ce travail, il est signalé des informations favorables à l'hypothèse d'HAMILTON (1968), selon laquelle le champ volcanique andésitique des Andes Centrales serait la partie supérieure effusive d'un complexe calco-alcalin à batholite profond. En outre, l'origine des minéralisations cuprifères est proposée par introduction de substances volatiles réalisant une ségrégation du cuivre des magmas calco-alcalins, dans une étape précoce.

Enfin, on propose une nouvelle méthode pour l'étude de l'altération hydrothermale des gisements du type porphyre cuprifère fondée sur la distribution du Rb et du Sr dans les roches altérées.

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41556014_0009

REMERCIEMENTS

Je tiens à exprimer ma plus vive reconnaissance à Monsieur le Professeur R. BROUSSE qui a bien voulu me recevoir dans son Laboratoire de Pétrographie - Volcanologie de la Faculté des Sciences d'Orsay et a accepté de diriger cette thèse, de visiter les formations géologiques échantillonnées au Chili et de présider le Jury.

Je remercie Messieurs M. STEINBERG, J. BUTERLIN, J. GONI et N. RUEGG qui m'ont fait aussi l'honneur d'être membres du Jury.

Je tiens de même à remercier les personnes et institutions qui, en France et au Chili, ont contribué à la réalisation de ce travail : Monsieur J. AGARD, du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, l'ASTEF, organisme du Gouvernement français qui a rendu possible mon premier stage en France, et le C.I.S. qui m'a permis de revenir en France pour soutenir ma thèse.

Au Chili, j'ai eu beaucoup de facilités de la part de mon Directeur au Departamento de Geologia de la Universidad de Chile, le Professeur Luis AGUIRRE.

J'adresse aussi mes remerciements à tous les membres du Département, particulièrement à Monsieur J.C. VICENTE, aux chercheurs avec lesquels j'ai travaillé en collaboration dans l'étude des roches volcaniques, dont les noms sont citées dans le texte, notamment Monsieur M. VERGARA, avec qui j'ai eu de fructueuses discussions, et au Dr. J. CORVALAN, par ses renseignements sur l'âge des roches plutoniques.

Je témoigne, enfin, mes remerciements à Monsieur A. CHARRIER pour son assistance dans la rédaction de ma thèse en langue française ainsi qu'aux membres du Laboratoire de Chimie du Departamento de Geologia : Mademoiselle G. MORENO et Monsieur J. VILLALOBOS, et aux membres des autres Laboratoires de la Facultad de Ciencias Fisicas y Matamaticas : Dr. J. GRAWEN, Monsieur R. CONTRERAS, Monsieur C. MOLINA, Monsieur N. MAGGIO et Monsieur J. GIADACH.

INTRODUCTION

Bien connue est l'importance actuelle de la géochimie des roches dans les études pétrologiques et métallogéniques. Ces études revêtent une importance spéciale au Chili, pays qui s'étend selon la marge circumpacifique sud-orientale, et qui présente des caractéristiques tectoniques, pétrologiques et métallogéniques très définies. En effet, au moins depuis le mésozoïque, le volcanisme andésitique prédomine, accompagné d'épisodes sédimentaires mineurs, de divers cycles intrusifs calco-alcalins, et d'une abondante minéralisation cuprifère.

Un autre facteur d'intérêt est la forte sismicité du territoire, dont la relation avec la tectonique et la pétrologie a été mise en relief par la découverte de l' ''Ocean floor spreading'' et par les théories qui mettent en rapport la genèse des andésites avec ce processus.

A la date où fut commencée la présente étude (1968), on comptait sur moins 300 analyses de roches ignées chiliennes, lesquelles n'incluaient pas d'éléments en traces, excepté quelques déterminations de cuivre. C'est ainsi que le travail débuta par la récapitulation des analyses chimiques, analyses complétées par la détermination des éléments en traces, au moins pour les analyses les plus modernes et les plus dignes de confiance, dont on avait conservé l'échantillon et la poudre analysée.

Cette étude a en outre été complétée par de nouveaux échantillonnages et de nouvelles analyses, et, aussi, par une révision de la bibliogrphie appropriée.

Cette thèse a pour but de faire une première esquisse de la géochimie des roches ignées chiliennes. Elle pose quelques problèmes qui pourront servir d'orientation aux futures études de détail.

CHAPITRE I

A - LES ELEMENTS EN TRACES, LEUR DISTRIBUTION DANS LES FORMATIONS GEOLOGIQUES ET LEURS LOCALISATIONS DANS LES MINERAUX DES ROCHES

I - Les éléments se présentent sous forme de traces

Il existe une considérable confusion dans la dénomination des éléments en faible teneur dans les roches. Par exemple, VINOGRADOV (1959) distingue parmi les éléments rares - ceux dont la concentration dans l'écorce est inférieure à 1 ppm - (1 ppm = 1 g/tone) ; les éléments mineurs dont la teneur est appréciable et qui forment des minéraux isolés (ex : Zr) ; les éléments dispersés qui, bien que se trouvant en concentrations similaires, ne forment point de minéraux indépendants, tels que le Rb.

SHAW (1964) divise les éléments en 3 groupes : les éléments majeurs, dont la concentration est supérieure à 1 % ; les éléments mineurs dont la concentration est comprise entre 1 et 0,1 % ; et les éléments en traces dont le pourcentage est inférieur à 0,1 c'est-à-dire, à 1000 ppm.

J. GONI (1966) distingue 3 groupes : I, supérieur à 1000 ppm ; II, entre 1 et 100 ppm ; III, inférieur à 1 ppm, le premier de ces groupes comprenant 12 éléments constituant les 99,4 % de l'écorce, le second 46 éléments ; et le troisième 22.

Les éléments considérés dans le présent travail sont dans le groupe II de J. GONI et correspondent aux éléments en traces, selon SHAW. C'est la nomenclature que nous suivrons dorénavant.

II - Abondance des éléments en traces

Les plus modernes estimations de l'abondance des éléments chimiques sont celles de TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) et de VINOGRADOV (1962). Ces deux études ont considéré les renseignements publiés après 1950, et discutent de leur qualité. Sur ce point, il faut signaler le progrès que les nouvelles techniques analytiques ont apporté, notamment les méthodes par activation neutronique et par absorption atomique.

Les premières informations géochimiques, dues en grande partie à GOLDSCHMIDT et à ses collaborateurs, furent obtenues par spectrographie d'émission. Cette technique a atteint graduellement une plus grande précision grâce à l'amélioration à la fois des méthodes et des équipements. Cependant, les analyses de certains éléments des roches, selon cette méthode (celle du Zn, par exemple) continuent à être incertaines. Ceci explique que les informations relatives à ces éléments soient plus rares.

La diffusion des "standards" fut aussi un facteur important dans l'amélioration de la qualité des renseignements. Depuis les G - 1 et W - 1 bien connus (FAIRBAIN et al, 1951) plusieurs roches "standards" ont été livrées par les Instituts géologiques de divers pays, (USGS, CRPG de Nancy, Service Géologique du Japon, etc...) qui permettent de jauger les analyses en accord avec des informations reconnues comme étant de la meilleure qualité.

TUREKIAN et WEDEPOHL (1961) groupent les roches ignées en : ultrabasiques, granitiques plus ou moins riches en calcium, et en syénites. Pour les 8 éléments en traces qui relèvent de notre recherche géochimique sur les roches ignées chiliennes, ils donnent les valeurs suivantes en ppm.

	R. ultrabasiques	R. basaltiques	R. granitiques		
			Ca > 1 %	Ca < 1 %	Syénites
Cr	1600	170	22	4,1	2
Ni	2000	130	15	4,5	4
Co	150	48	7	1,0	1
V	40	250	88	44	30
Cu	10	87	30	10	5
Zn	50	105	60	39	130
Sr	1	465	440	100	200
Rb	0,2	30	110	170	110

VINOGRADOV (1962) donne des valeurs légèrement différentes de celles de TUREKIAN et WEDEPOHL.

	R. ultrabasiques	R. basiques (basaltes, gabros, etc)	R. intermédiaires (diorites, andésites, etc)	R. acides (granites, granodiorites)
Cr	2000	200	50	25
Ni	2000	160	55	8
Co	200	45	10	5
V	40	200	100	40
Cu	20	100	35	20
Zn	30	130	72	60
Sr	10	440	800	300
Rb	2	45	100	200

VINOGRADOV fait aussi remarquer que les granites riches en calcium ont de plus grandes concentrations en Ti, V, Cr, Mn, Fe, Ce, Ni, Cu et Zn ; alors que ceux qui sont pauvres en Ca sont plus riches en Ba et halogènes.

L'abondance des différents éléments chimiques dans l'écorce continentale a été calculée par TAYLOR (1964). Cet auteur considère la distribution des terres rares dans les roches sédimentaires, afin d'en déduire l'apport que les roches ignées basiques et les roches acides ont à la constitution des roches sédimentaires. Les terres rares ont été choisies en raison de la similitude de leurs propriétés chimiques et physiques, et parce que leurs rapports quantitatifs ne sont pas affectés par les processus géochimiques de la différentiation.

Les résultats obtenus indiquent que la contribution des roches ignées basiques et acides aus sédiments est à peu près égale ; et qu'en conséquence, un mélange 1/1 de basalte et de granite peut permettre d'obtenir des chiffres d'abondance, représentatifs de la composition de l'écorce terrestre.

Quelques-uns des chiffres obtenus de cette manière sont :

Elément	Concentration moyenne des basaltes (ppm)	Concentration moyenne des granties (ppm)	Valeur obtenue pour l'écorce (ppm)
Cr	200	4	100
Ni	150	0,5	75
Co	48	1	25
V	250	20	135
Cu	100	10	55
Zn	100	40	70
Sr	465	285	375
Rb	30	150	90

Les chiffres obtenus pour les basaltes et les granites correspondent à une estimation des valeurs les meilleures selon divers auteurs.

Le mode de distribution statistique des éléments chimiques dans les unités géologiques est un facteur important dans les estimations d'abondance. Depuis 1954, époque où AHRENS présenta son premier travail relatif à la distribution lognormale des éléments, diverses polémiques ont été soulevées sur ce thème, polémiques insistant sur la signification géologique des distributions.

A la différence de la distribution normale, qui se traduit graphiquement par la courbe de GAUSS, la distribution lognormale est asymétrique, et les médianes géométriques ou arithmétiques sont distinctes du mode.

Si au lieu de représenter les concentrations chimiques on représente les logarithmes de ces concentrations, on obtient un graphique de fréquences similaire à celui de la distribution normale (symétrique). De là le terme "lognormal" par lequel on désigne ce type de distribution. Une autre caractéristique de la distribution lognormale est que, si on porte les concentrations pour rapport aux pourcentages cumulés de fréquence correpondants, en papier logarithmique de probabilités, on obtient une ligne droite. Ces deux particularités permettent de supposer qu'une distribution est lognormale, bien que le prouver catégoriquement implique la réalisation de calculs mathématiques compliqués. En outre, quelques distributions peuvent être plus complexes et peuvent ne correspondre à aucune des deux distributions qui viennent d'être signalées.

AHRENS (1966) a résumé les conclusions de divers auteurs en ce qui concerne la distribution des éléments chimiques dans les roches ignées. La plupart des observations indiquent des distributions lognormales. L'asymétrie de la distribution est positive ; les concentrations du moyen terme étant plus élevées

que les concentrations les plus fréquentes. Les deux chiffres peuvent même différer par un facteur de l'ordre de 5. Le Cr, Ni, Co, V, Cu, Pb, Mo et Sr ont une asymétrie positive et leur distribution est généralement lognormale. Le Rb, en échange, paraît être distribué normalement. Ceci serait du à ce que cet élément se trouve concentré de manière importante dans nombre de minéraux des roches (KUTS et MISCHENKO, 1963).

III - Localisation des éléments en traces dans les minéraux

Un résumé critique des différentes règles énoncées pour expliquer la distribution des éléments en traces dans les minéraux a été présenté par BURNS et FYFE (1967). Ces auteurs signalent les efforts faits jusqu'à ce jour pour obtenir une théorie satisfaisante à ce sujet. GOLDSCHMIDT (1937) a considéré comme décisifs le rayon et la charge électrique des ions. Si deux ions ont un même rayon et même charge, ils entrent en solution solide en quantités proportionnelles à leurs concentrations dans le liquide. Dans le cas où les rayons diffèrent, la charge étant égale, c'est l'ion dont le rayon est le plus petit qui se concentre de préférence dans la phase solide (puisque l'union est plus faible pour l'ion a plus grand rayon et cela se traduit par un point de fusion moins élevé du minéral). Finalement, si deux ions ont des rayons égaux ou voisins, mais une charge différente, c'est l'ion dont la charge est la plus grande qui entre de préférence dans la structure cristalline ; on dit alors, qu'il est ''capturé'' par le minéral.

Bien que l'on ait trouvé beaucoup d'exceptions, les règles énoncées ont constitué le guide le plus utile dans l'interprétation de la géochimie de l'isomorphisme. Les exceptions ont été attribuées principalement à l'effet de l'union covalente (GOLDSCHMIDT 1944, 1945), aspect non considéré dans le modèle ionique simple pris par l'auteur.

RINGWOOD (1955) modifia les règles de GOLDSCHMIDT en considérant justement l'électronégativité des ions. Si deux ions ont des rayons et des charges similaires, celui de moindre électronégativité sera incorporé de préférence au minéral, car il forme l'union la plus forte et du type le plus ionique. Cette modification a eu beaucoup d'influence dans les travaux postérieurs mais on a trouvé qu'elle n'expliquait pas le comportement des métaux de transition (TUREKIAN, 1963 ; FYFE, 1963, 1964).

Le problème de la distribution des éléments de transition en traces, laquelle n'est pas expliquée de manière satisfaisante par les théories de GOLDSCHMIDT, modifiés par RINGWOOD, a été traité par CURTIS (1964) du point de vue des forces de liaison du champ cristallin. Cet auteur a appliqué sa théorie à quelques éléments en traces (V, Ni, Co, Mn, Cu) dans l'intrusion de SKAERGAARD.

AHRENS (1953) et DE VORE (1955, 1957) donnent plus d'importance aux phénomènes d'adsorption et à la cinétique de la croissance des cristaux. Ces aspects-là ont aussi été considérés par GONI (1966).

NOCKOLDS (1966) énonça les principes suivants : quand deux cations d'égale valence sont capables de se substituer dans la structure cristalline, il s'in-

corporera de préférence celui qui possède la plus grande énergie totale de liaison. Dans le cas de substitution couplée (ce qui se produit dans le cas de cations de valence distincte, par exemple Na-Ca dans les plagioclases) il s'effectuera de préférence une substitution qui apporte la plus grande somme d'énergie de liaison.

BURNS et FYFE (1967) font remarquer que les différentes règles supposent que les éléments sont distribué de manière homogène dans toute la structure cristalline. Cependant, on a démontré que cela ne se passe pas toujours ainsi, notamment dans le cas de métaux de transition. Un facteur important est aussi la variation des rayons ioniques : par exemple le Fe^{+2}, dans la fayalite, a un rayon compris entre 0,69 et 0,89 A°. Un autre facteur qui induit en erreur est le critère qui considère que le point de fusion est un indicateur de la force des unions atomiques ; ceci n'a pas une valeur générale. Quant aux critères thermodynamiques, les auteurs signalent que, bien qu'intéressants, ils requièrent la connaissance simultanée de plusieurs paramètres et obligent à faire des évaluations et des calculs à la fois compliqués et incertains.

LEBEDEV (1959) formula les principes suivants, en rapport avec l'isomorphisme :

1) La possibilité d'isomorphisme dépend de la similitude des propriétés cristallochimiques.

2) La cause de l'isomorphisme résulte en de légers avantages énergétiques lors de la formation de composés mixtes à la place de composés simples. Ces composés mixtes impliquent une plus grande entropie dans la distribution de la matière.

3) Dans les premières étapes de la cristallisation entrent les éléments capables de fortifier la structure cristalline ; ce sont les éléments qui sont "capturés". Dans les étapes tardives, développées à plus basses températures, peuvent entrer alors les éléments qui affaiblissent la structure et qui, dans la nomenclature de GOLDSCHMIDT, se dénomment "admis". L'entrée de ces éléments dépend de leur taux d'accroissement dans la phase liquide.

4) Outre la charge et le rayon ionique de l'élément, il faut donc considérer le caractère des unions, les chiffres de coordination et les potentiels d'ionisation des éléments en présence.

TAUSON (1953) montra que si l'élément remplaçant forme une structure cristalline désavantageuse par rapport à celle du minéral pur, sa concentration dans les dernières générations de celui-ci sera plus grande que dans les premières. Si la structure est plus avantageuse par contre l'élément se concentrera de préférence dans les premières générations. En réalité cette affirmation coïncide avec ce qui est dit par LEBEDEV. Un bon exemple nous est fourni dans le cas de l'isomorphisme du Rb et du K dans le feldspath potassique. La substitution du Rb au K débilite la structure du minéral en raison du plus grand rayon du Rb ; aussi celui-ci se concentre t-il dans les magmas résiduels.

SHAW (1964) fit une ample description des divers aspects de l'isomorphisme. L'auteur distingue l'isomorphisme statique, développé à pression et température constantes, de l'isomorphisme dynamique, réalisé lors d'une série d'équi-

libres comme dans le cas de la cristallisation fractionnée.

Comme nous l'indiquions précédemment, GONI (1966) étudia la localisation des éléments en traces dans les minéraux, arrivant à des conclusions similaires à celles de DE VORE (1955). J. GONI considéra des minéraux isolés, de diverses provenances, et principalement, des roches granitiques du massif de Flamanville (Bretagne). En dehors des déterminations spectrographiques et des extractions chimiques, il réalisa des analyses complètes par la microsonde électronique. GONI trouva que la distribution des éléments en traces est hétérogène, même dans le cas de remplacements typiquement diadochiques. Ces éléments sont rarement incorporés au réseau cristallin ; mais, en échange, ils apparaissent fréquemment dans les discontinuités des cristaux, en clivages, fissures et dislocations. L'auteur distingue deux types de localisation :

1) les éléments en traces situés en dehors du réseau cristallin, qui peuvent être en position intracristalline (dans les interphases entre cristaux), ou bien intercirstalline (situés dans les discontinuités physiques intérieures des minéraux).

2) les éléments en traces, diadochiques et remplaçant dans le réseau. Dans ce cas, bien que l'élément soit distribué dans toute la masse du cristal, sa répartition peut encore être hétérogène.

L'auteur cite divers exemples de chacun des types de localisation. En positions intracristallines est le V de quelques chlorites, le Cr de granites monzonitiques, et le Cu, Pb, et Zn de granites métasomatiques. En positions intercristallines apparaît le Cu et Zn de tourmalines, le Cu, Cr, V et Zn de biotites, et le Pb et Zn de carbonatites. Par contre, le Cr de quelques diopsides chromifères et Ti d'augites titanifères se trouvent localisées sous forme diadochique. (La forme diadochique exprime le phénomène de l'isomorphisme, du point de vue de l'élément ; par exemple : le Rb remplace diadochiquement K dans le feldspath ; en ce cas, les feldspaths de Rb et de K sont isomorphes).

Quant à la mobilité géochimique des éléments métalliques situés en dehors du réseau cristallin, il l'a qualifié de ''très haute''. Généralement, l'énergie d'union de ces éléments en traces est faible, et ceux-ci peuvent être facilement lixiviés avec des acides organiques.

Les conclusions de GONI sont fondées sur des études faites à la microsonde, ce qui permet de déterminer la composition chimique de superficies de deux microns de diamètre et d'obtenir ainsi une image complète de chaque élément dans les minéraux.

Naturellement, beaucoup d'études sont encore nécessaires, avant de pouvoir généraliser les résultats qui viennent d'être décrits. Vraisemblablement les conditions de cristallisation des roches ignées, ainsi que les processus métamorphiques postérieurs peuvent être déterminants dans le type de localisation des éléments en traces.

Du point de vue métallogénique, insistons sur le fait qu'une partie des éléments métalliques en traces puissent n'être unis que faiblement aux cristaux. Ceci accentue l'importance probable des processus deutériques dans la lixiviation

et la concentration de quelques-uns des métaux d'importance économique.

Cet aspect sera considéré dans le chapitre relatif aux roches granitiques.

Les renseignements cristallochimiques et ceux qui concernent les concentrations dans la lithosphère, chiffres qui apparaîtront par la suite, ont été pris dans SHAW, 1964. Ils correspondent à des estimations de divers auteurs.

	r A°	C	E	ppm		r A°	C	E	%
Cr^{+3}	0,63	6	1,6	90	Si^{+4}	0,40	4		25,8
Ni^{+2}	0,69	6	1,7	80	Ti^{+4}	0,68	6		1,0
Co^{+2}	0,72	6	1,7	27	Al^{+3}	0,51	6		8,1
V^{+3}	0,74	6	1,35	100	Fe^{+3}	0,64	6	1,8	2,0
Cu^{+2}	0,72	6		70	Fe^{+2}	0,74	6	1,65	4,5
Zn^{+2}	0,74	6		40	Ca^{+2}	1,03	8	1,0	6,0
Sr^{+2}	1,16	8	1,0	450	Mg^{+2}	0,66	6	1,2	3,1
Rb^{+1}	1,57	10	0,8	120	Mn^{+2}	0,80	6		0,2

C : chiffre de coordination

E : électronégativité

r A° : rayon atomique en Amstrongs

B - METHODES EMPLOYEES POUR L'ANALYSE DES ELEMENTS EN TRACES

INTRODUCTION

L'analyse des huit éléments en traces étudiés a été réalisée moyennant trois techniques spectrographiques différentes, de manière à obtenir le meilleur rendement pour chacun des éléments de l'investigation.

Chrome, nickel, cobalt, cuivre et zinc ont été analysés par absorption atomique, dont les résultats peuvent se qualifier de "très bons", pour le cuivre et le zonc ; "staisfaisants", pour le nickel et le cobalt ; "acceptables", pour le chrome.

Pour le strontium et le rubidium, on a employé la fluorescence des Rayons X avec les meilleurs résultats ; tandis que la spectrographie d'émission a constitué une bonne méthode pour la détermination du vanadium.

Les analyses réalisées par les trois méthodes indiquées ont été placées par rapport à la série des standards de l'U.S. Geological Survey (G-2 à DTS-1) en vue d'obtenir des résultats exacts et comparables internationalement.

I - Analyse par absorption atomique

La méthode est fondée sur le fait que la lumière émise par les atomes excités d'un élément peut être absorbée par les atomes non excités du même élément. Cet effet fut découvert par FRAUENHOFER, en 1814 et fut appliqué à l'analyse spectrographique par A. WALSH, en 1953.

a) Appareillage

Le spectrographe d'absorption atomique comprend une lampe dont la cathode, émétrice de lumière, est construite avec le même élément chimique que celui en cour d'analyse. La lumière émise traverse la zone réductrice d'une flamme, dans laquelle est vaporisée une solution de l'échantillon. L'absorption détectée par photo-électricité est proportionnelle à la concentration de l'élément dans la solution.

Les analyses effectuées le sont au moyen d'un spectrographe Perkin Elmer, modèle 303, équipé d'un lecteur digital. L'instrument comprend schématiquement : des lampes émétrices à cathode creuse, modulateur de lumière, atomiseur, brûleur, monochromateur pour isoler la ligne d'absorption sélectionnée, et détecteur photo-électrique connecté avec un cadran, pour la lecture de l'absorption, ou avec un lecteur digital, lequel permet d'obtenir des lectures directes de concentration. Afin d'éviter les erreurs dues à des variations dans l'intensité d'émission de la lampe, on divise le rayon émis en deux, de façon que l'un d'eux ne traverse point la flamme ; ainsi, le photo-multiplicateur enregistre la différence entre les deux

intensités.

Les solutions sont vaporisées en flamme acétylénique. L'absorption se détecte selon les longueurs d'onde qui suivent :

Cr	3579 A°	Ni	2320 A°	Co	2407 A°
Cu	3247 A°	Zn	2138 A°		

b) Préparation des échantillons

Elle fut effectuée selon la méthode proposée par C.B. BELTS (1964) que voici : 500 mg de l'échantillon pulvérisé sont attaqués dans des béchers en Teflon, par 5 ml de HF à 40 % et 1 ml de $HClO_4$ à 70 %, durant 48 heures, sur une plaque chauffante ; et ce jusqu'à complète évaporation de la silice. Le résidu est dissous avec 3 ml de HCl à 32 %, et est dilué avec de l'eau déminéralisée jusqu'à compléter 25 ml. Ceci permet d'obtenir un facteur de dilution de 1/50, facteur satisfaisant pour les ordres de grandeur de concentration des éléments analysés, et pour les conditions de l'instrument.

c) Préparation de solutions standards

On employa simultanément deux types de solution standard : Synthétiques, obtenues moyennant l'addition de sels métalliques à l'eau déminéralisée ; Naturelles obtenues en soumettant des roches de la seconde série de Standards de la United States Geological Survey à la même attaque appliquée aux échantillons.

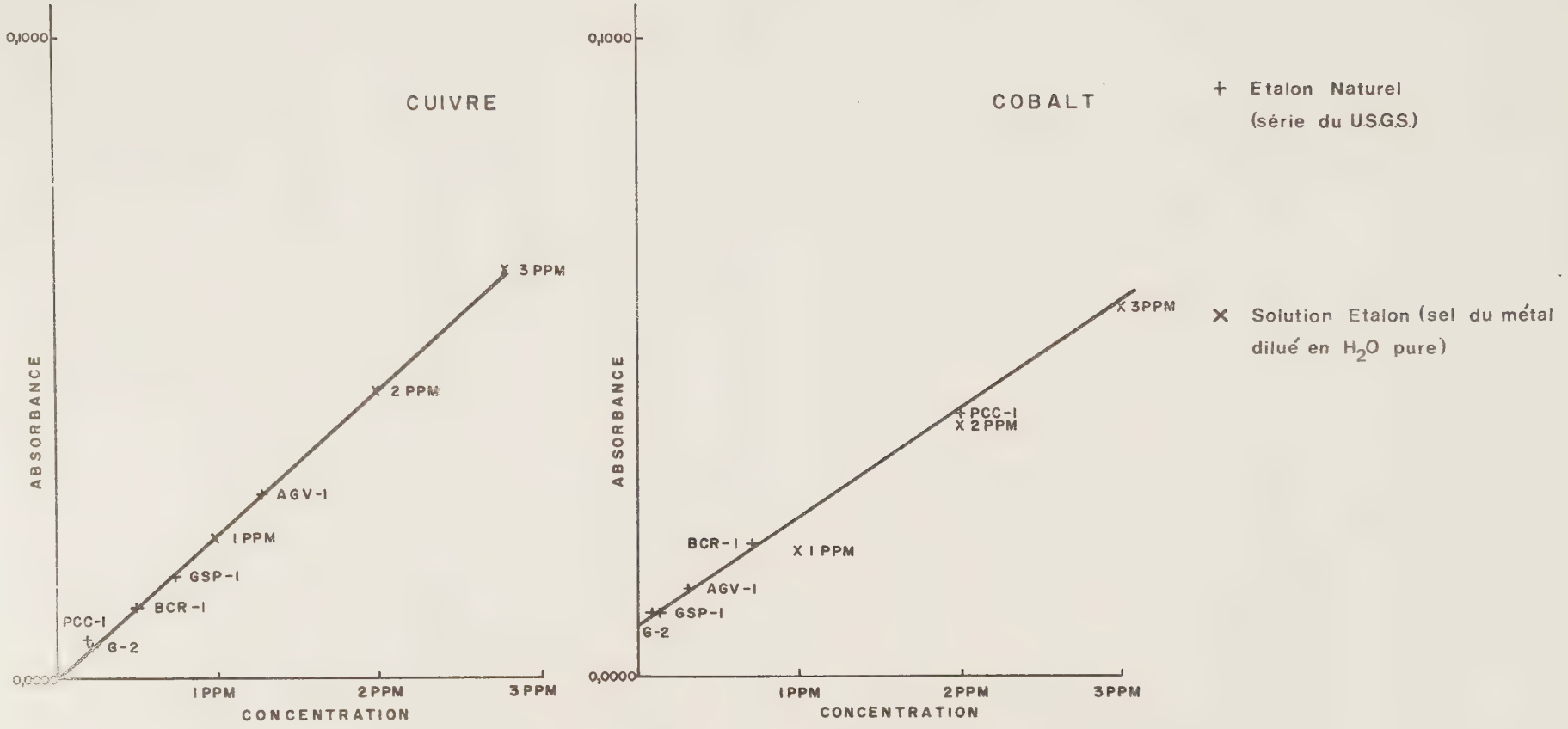
Les roches de cette série ont été analysées dans de nombreux laboratoires de différents pays. Des résultats publiés (FLANAGAN F.J., 1967, 1969), furent sélectionnés statistiquement (valeurs plus fréquentes ou modales), les "meilleures valeurs", dont les suivantes :

		G-2	GSP-1	AGV-1	BCR-1	PCC-1	DPS-1
Cr	(ppm)	9	14	13	14	3000	3800
Ni	"	3	8	16	14	2500	2300
Co	"	5	7	16	36	100	120
Cu	"	11	35	64	24	10	8
Zn	"	80	100	85	110	40	55

d) Procédés opératoires

Les attaques sont effectuées en groupes de 50, incluant 25 échantillons et 5 standards de la série USGS, tous en double. La courbe de travail est établie en plaçant en abscisses les aborptions, et en ordonnées les valeurs correspondantes des solutions artificielles et naturelles. Pour le Cu et le Zn, les deux séries de points correspondent toujours à une même droite ; mais le Cr, Ni et Co présentent quelques déviations, attribuables à l'interférence d'autres éléments présents.

FIG. 1._ EXEMPLES DE COURBES DE TRAVAIL EN ABSORPTION ATOMIQUE._



POUR OBTENIR LA TENEUR DANS LA ROCHE IL FAUT MULTIPLIER LA CONCENTRATION PAR 50
(Facteur de Dilution)

Dans ce dernier cas, on emploie comme courbe de travail celle obtenue par les standards naturels ; quant aux autres points, on les utilise pour extrapoler au-delà de leur rang de valeurs.

Quand la différence entre les valeurs obtenues des échantillons en double exemplaire dépasse un pourcentage limite : 8 % pour le Cu et le Zn, 14 % pour le Ni et le Co, et 24 % pour le Cr, l'analyse est répétée entièrement. Dans le cas de différences minimes, on établit une moyenne des valeurs.

e) Précision de la méthode

Les pourcentages limites sont fixes étant donnée la précision de la méthode. Cette précision est calculée selon une moyenne de valeurs obtenues sur 3 échantillons analysés 15 fois chacun.

$$\bar{C} = \frac{C_1 + C_2 + C_3}{3}$$

dans lequel :

$$C_1 = \frac{S_1 \times 100}{\bar{X}} \quad \text{etc...,}$$

S = déviation standard ; $\bar{X}$ = valeur moyenne

+ Précision %	Cr	Ni	Co	Cu	Zn
	20	11	12	5	6

(+ valeur approchant l'entier)

Les limites de détection (dans la solution) sont de 0,005 ppm pour le Cu, et du même ordre pour le Zn ; 0,01 pour le Co et le Cr ; et 0,02 pour le Ni.

Ces chiffres ont un ordre de grandeur comparable a celui obtenu par spectrographie d'émission et sont plus satisfaisant en ce qui concerne le Cu et le Zn. En outre, par l'emploi permanent de standards, les résultats sont comparables internationalement.

II - Analyses par Spectrographie d'émission

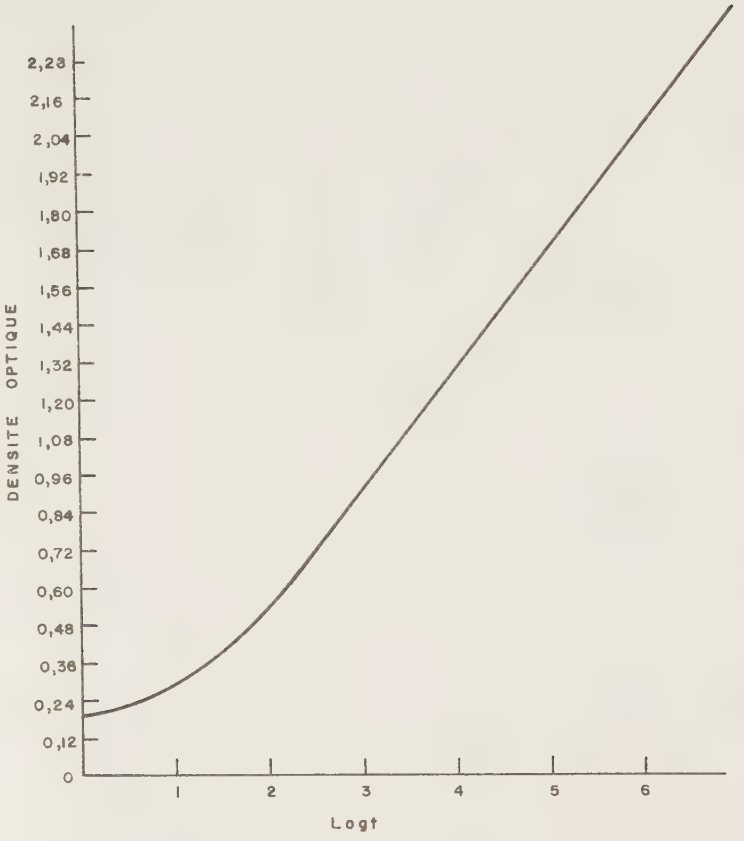
L'analyse du vanadium par absorption atomique présenta certaines difficultés. En raison de son caractère réfractaire il est nécessaire de remplacer la flamme d'acétylène par celle d'oxyde nitreux, qui engendre de plus hautes températures.

Durant l'éxécution du présent travail, il ne fut point possible de compter sur le dit gaz, dont il n'était pas fait usage dans le travail de routine de l'instrument. Son importation restant extrêmement problématique, il fallut se résoudre à analyser le vanadium par spectrographie d'arc, selon, avec quelques modifications, la méthode quantitative développée par le BRGM (MOATTI, 1964).

a) Préparation des standards

La préparation est éxécutée en ajoutant V_2O_5 à un trachyte préalablement

COURBE DE CALIBRAGE



COURBE DE TRAVAIL

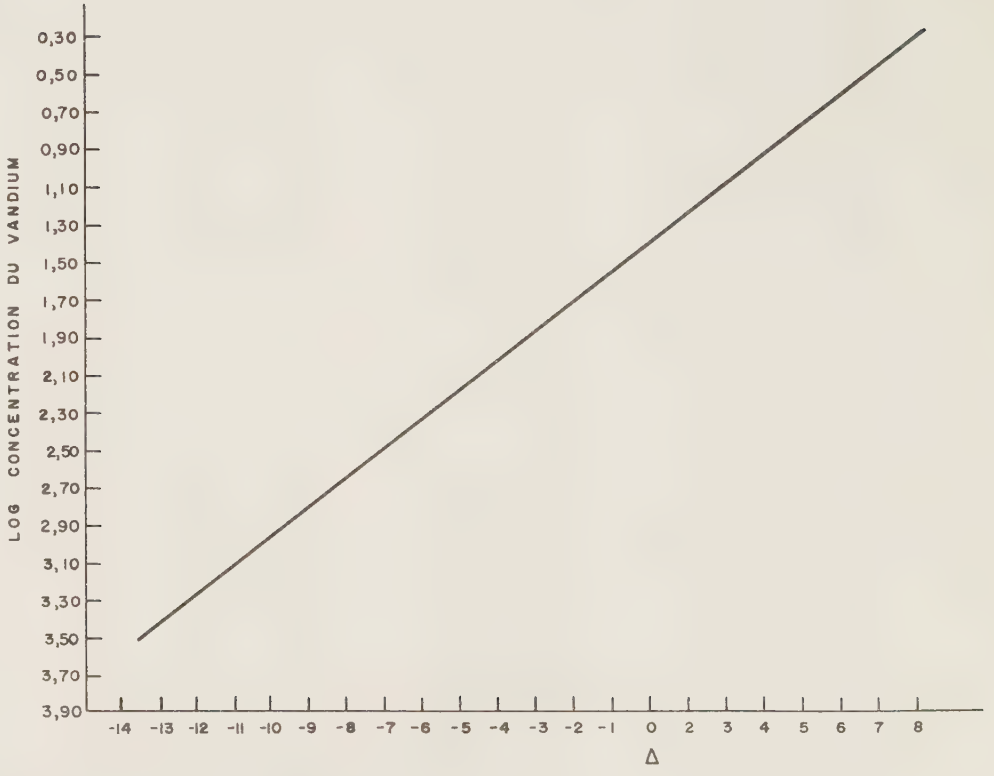


FIG.2._ ANALYSE DU VANADIUM PAR SPECTROGRAPHIE D'ÉMISSION

analysé au BRGM, par spectrographie d'émission, et dont le contenu en vanadium est inférieur à 10 ppm (ceci, en vue d'obtenir des concentrations de 1000, 500, 200, 100, 50 et 10 ppm, par dilution successives). Ces étalons, ainsi que les échantillons à analyser, sont mélangés en proportion 1 : 1 avec un tampon composé de base (trachyte) et graphite, en proportion 65 : 30 ; et qui contient 0,032 % de Pd, élément employé comme standard interne.

b) Matériel utilisé

Le matériel employé comprend un spectrographe Hilger de grand gabarit, avec optique de quartz. La source d'alimentation est de 14 ampères et on l'applique aux analyses durant 90 secondes. Pour chaque échantillon sont brûlées 3 électrodes, afin d'obtenir une plus grande intensité et de plus sûrs résultats. Les lectures sont réalisées sur la longueur d'onde 3170, 35 A°.

c) Méthode opératoire

La courbe de calibrage de la plaque, laquelle établit le rapport entre l'intensité et le temps d'exposition, se construit en utilisant le secteur échelonné ; celui-ci donne 7 spectrogrammes de différentes intensités et en raison géométrique 2 : 1. La courbe de travail, qui donne la relation entre la concentration de l'élément et la densité optique est tracée en prenant les valeurs de la différence entre la densité optique de la ligne de l'élément analysé d'une part et celle du standard interne, d'autre part, directement par la courbe de calibrement ; ces valeurs sont représentées en logarithmes de concentrations respectives.

L'analyse du vanadium, sur 5 échantillons de la série de standards de l'U.S. G.S. donne les résultats suivants :

	G-2	GSP-1	AGV-1	BCR-1	PCC-1
Valeur obtenue (ppm)	40	55	115	300	35
Meilleure valeur (ppm)	38	50	130	330	30

d) Précision de la méthode

Elle est calculée sur 11 analyses de AGV-1, et est de 12,2 %. On répète les analyses dont les résultats diffèrent à plus de 15 %.

III - Analyses par spectrographie de Fluorescence X

L'analyse spectrographique est fondée sur l'excitation des atomes de l'échantillon par la radiation provenant d'un tube électronique. Les rayons X secondaires émis par l'échantillon excité, et dont la longueur d'onde est propre à chaque élément et à chaque niveau d'éxcitation (orbital K, L, etc...), sont analysés selon des méthodes similaires à celles employées en spectrographie optique. L'analyse

n'est pas destructive (Shatgosky H. I., en Smales et Wager, 1960, pp. 111-147).

Cette méthode est très appropriée à des analyses d'éléments de haut numéro atomique. Elle convient particulièrement bien au rubidum et au strontium. Leur numéro atomique étant relativement haut (Rb 37, Sr 38), cela permet une sensibilité de l'ordre de 5 ppm ; leurs concentrations normales dans les roches sont de quelques dizaines à plusieurs centaines de ppm.

a) Matériel utilisé

Les analyses de ces éléments s'effectuent à l'aide d'un appareil Philips, modèle PW 1212. On utilise le cristal de fluorure de lithium ; et les lectures se font sur les lignes suivantes :

Sr : K_1 20 = 25°05' K_2 20 = 25°24'

Rb : K_1 20 = 26°58' K_2 20 = 26°70'

L'appareil consiste essentiellement en un tube émetteur, en collimateurs, cristaux de diffraction (qui disperse la radiation de manière que, en accord avec la position du détecteur, l'on reçoive la radiation correspondante à un élément déterminé), détecteur Geiger, du type compteur proportionnel, et systèmes automatiques de lecture de l'implusion.

b) Préparation des échantillons

Le travail s'opère en pulvérisant la roche en grains d'un diamètre inférieur à 200 mailles.

c) Méthode opératoire

Les courbes de travail sont établies en confrontant les lectures d'implusion avec les valeurs de Rb et Sr des standards de l'U.S.G.S. ; les meilleures valeurs sont les suivantes :

	G-2	GSP-1	AGV-1	BCR-1	PPC-1
Rb (ppm)	200	300	80	60	10
Sr (ppm)	460	260	690	340	10

On se réfère, en plus, à 4 roches standards additionnelles (V_1 à V_4) analysées à l'U.S.G.S., par dilution isotopique.

Les deux séries de standards donnent la même droite ; ce qui assure la qualité de ces déterminations.

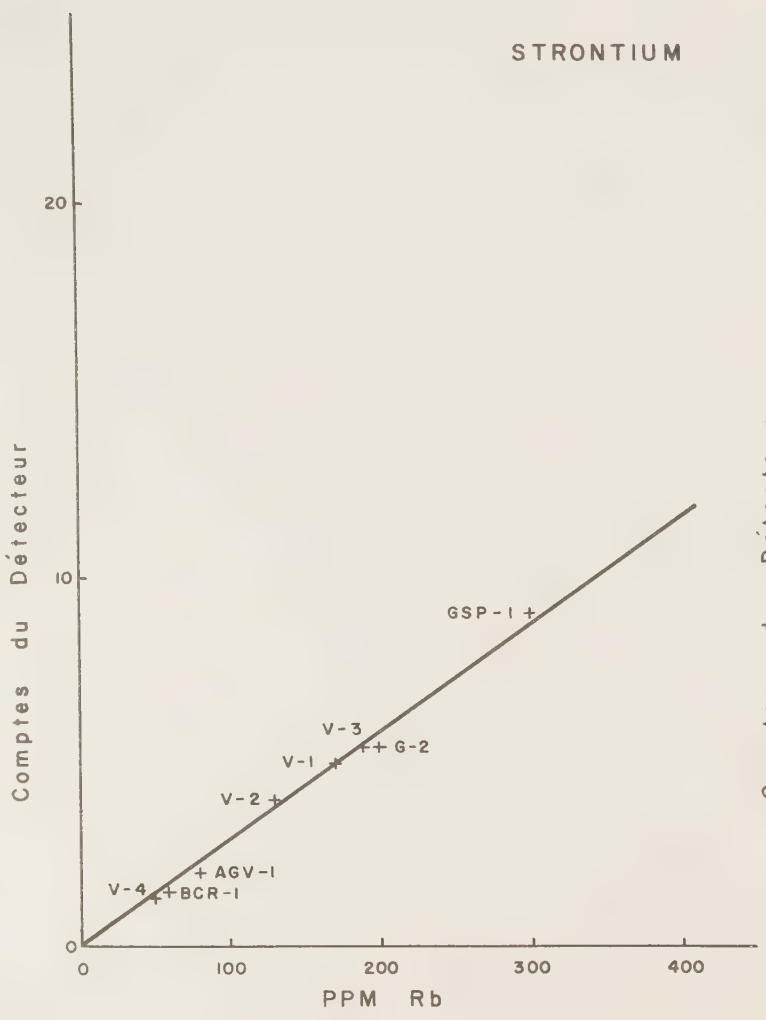
d) Précision de la méthode

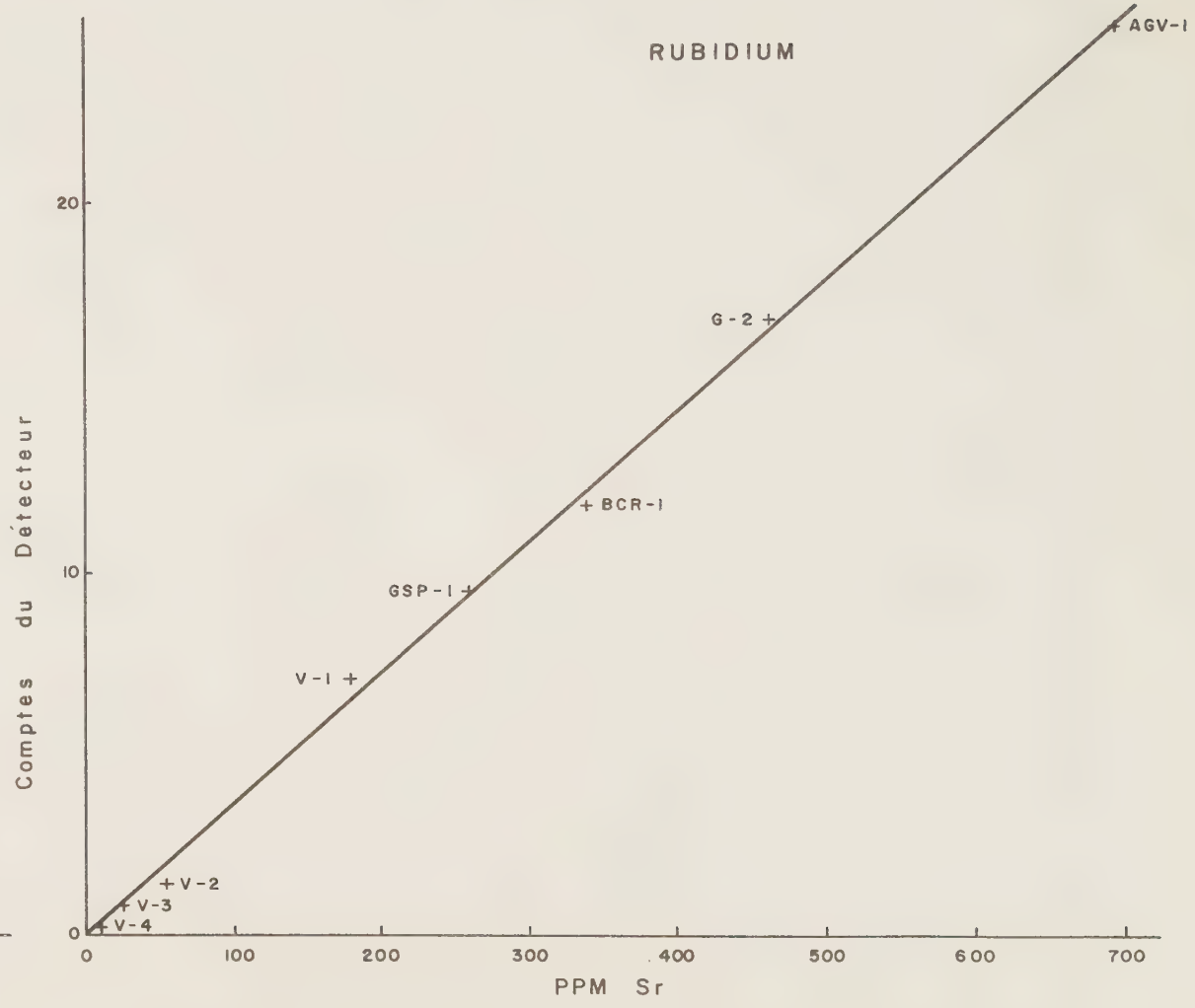
La précision est déterminée en répétant dix fois l'opération sur chacun de trois échantillons différents : elle est de 3 % pour le Sr, et de 4 % pour le Rb.

Les analyses s'effectuent en double. Ce n'est qu'exceptionnellement que les

FIG. 3 - ANALYSES PAR SPECTROMETRIE DE FLUORESCENCE X

EXEMPLES DE COURBES DE TRAVAIL





résultats excèdent le 5 % fixé comme limite acceptable ; en tel cas, la détermination est répétée.

CHAPITRE II

A - LA GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES

I - Généralités

L'étude moderne des roches volcaniques accepte le concept des associations volcaniques (KENNEDY, 1935) ; associations définies comme les ensembles pétrographiques formés par la totalité des roches appartenant à un même cycle éruptif, et à l'intérieur des limites de certaine région.

Par exemple, JUNG et BROUSSE, 1958, définissent les associations suivantes :

1) Calco-alcalines

qui sont caractérisées par la teneur en silice libre qu'ont les différenciées tardives, par l'abondance des roches intermédiaires (spécialement des andésites), et par leur prédominance dans les zones orogéniques. . La série caractéristique est celle des basaltes-andésite-dacite-rhyolite.

2) Alcalino-sodiques

Ce sont les plus abondantes, autant dans les aires océaniques que dans les aires continentales. La variété la plus courante est l'association sodique faible, qui comprend les basaltes-andésite-trachyte.

3) Alcalino-potassiques

Les associations faibles sont réparties dans les aires continentales et océaniques stables, et se caractérisent par la série trachybasalte, trachyandésite-trachyte. Les associations fortes se répartissent de manière apparemment erratique avec la série : bésanite leucitique-téphryte leucitique-phonolite leucitique.

4) Les associations essentiellement basaltiques

Traditionnellement, on distingue deux types de basaltes : basalte à olivine et basalte tholéiitique. Le basalte à olivine correspondrait aux basaltes alcalins faibles, et le tholéiitique au basalte calco-alcalin.

5) Associations essentiellement rhyolitiques

La prépondérance des rhyolites est très notoire et presque comparable à celle des basaltes de plateau. Elles apparaissent sur l'emplacement des grandes chaines montagneuses, ou couvrent des formations plissées et érodées. Elles prendraient leur origine par la fusion profonde de batholites ou par la fusion locale de granites et de gneiss des racines de montagne.

BROUSSE (1968) signale que la distribution du volcanisme actuel suit deux

zones apparemment différentes :

1) Zones de contact entre domaines continentaux et aires océaniques (ceinturede feu du Pacifique). Dans ces zones, les volcans sont disposés en arcs dont la convexité se tourne vers l'Océan, ou en guirlandes d'îles. A l'avant de ces arcs, il peut y avoir des fosses marines profondes. Dans ces zones volcaniques, les andésites prédominent.

2) Zones de failles qui affectent le domaine continental ou océanique (Rift Valley africaine, volcans des cordillères océaniques). Dans ce type de volcanisme prédominent les basaltes, dont les caractéristiques et l'abondance dépendraient de leur profondeur de génération. Ceux de moindre profondeur, seraient les basaltes à silice libre (tholéiitiques), qui sont les plus abondantes et qui apparaissent à la fois dans les domaines continentaux et océaniques.

De plus grande profondeur seraient les basaltes à olivine ; et de plus grande encore, les basanites ou basaltes à feldspathoïdes : ce qui déterminerait leur moindre possibilité d'atteindre la superficie et, partant, leur peu d'abondance.

Autant par sa prédominance dans les formations volcaniques cénozoïques et précénozoïques du Chili, que par sa relation avec la ceinture volcanique orogénique circumpacifique et sa connexion avec la métallogenèse du Cu, Mn et autres métaux, le volcanisme andésitique présente un grand intérêt. Au cours des dernières années, de nombreux et importants travaux ont parus, qui sont relatifs à ses caractéristiques spatiales, composition chimique, et conditions expérimentales de génération d'andésites. Ces travaux font état aussi de l' ''Ocean floor spreading'', mécanisme qui paraît jouer un rôle dans la genèse de ces roches.

Dans les pages qui vont suivre, ont tentera de résumer les principales conclusions quant aux aspects indiqués ; sans prétendre toutefois, d'aucune manière, faire une révision absolument totale de ces thèmes.

La distribution spatiale des andésites a été étudiée principalement par H. KUNO. Cet auteur met en rapport (1959) l'origine des trois provinces volcaniques du Japon et des régions adjacentes avec les renseignements sismologiques. La limite entre la province tholéiitique de la côte du Pacifique et la province à olivine de la côte de la mer du Japon (et qui s'étend à la Corée et à la Mandchourie) est située sur la ligne qui sépare les séismes de profondeur, respectivement inférieure et supérieure à 200 km. L'auteur suggère que le magma balsatique à olivine naîtrait par fusion partielle de la couche péridotique, à plus de 200 km de profondeur, alors que le basalte tholéiitique apparaîtrait à moins de 200 km. Quand l'un ou l'autre des deux types de magma assimile du matériau granitique, au cours de leur ascension, il donne origine aux magmas calco-alcalins, dont la province pétrographique se superpose aux deux autres en occupant une grande partie des îles Japonaises. Le même auteur (1965), a précisé ses idées quant à la profondeur de génération des différents magmas, indiquant que les basaltes tholéiitiques se produiraient à quelques 100 km ; les basaltes riches en alumine, à 200 km ; et les basaltes alcalins à olivine à des profondeurs supérieures à 250 km.

KUNO (1968), a résumé la distribution temporelle et spatiale des andésites. Leur âge va de 2400 m.a. jusqu'à l'actuel. Bien qu'elles prédominent dans les chaînes orogéniques, elles apparaissent aussi dans les arcs d'îles océaniques. En ce qui concerne leur relation avec les basaltes, KUNO signale que les basaltes sont moins alcalins près de la côte océanique du continent et des arcs islandiques, qu'au versant continental. Les andésites pauvres en alcalin sont associées à des tholéiites peu alcalines, tandis que les andésites plus alcalines sont associées avec des tholéiites alcalines et des basaltes alumineux. De cette relation, l'auteur déduit que les andésites de différente alcalinité se produiraient par fractionnement de différents magmas basaltiques.

La relation entre andésites et basaltes est exposée avec plus de détails dans un autre ouvrage de KUNO (1969), dans lequel il expose de nombreuses raisons favorables à l'hypothèse de la génération d'andésites par fractionnement de basaltes.

A. Mc BIRNEY (1968) met en rapport la variation de composition des roches calco-alcalines cénozoïques de l'Amérique Centrale avec les conditions d'enfoncement de la plaque océanique sous le continent, par effet de l'ocean floor spreading. Dans la partie NW (Guatemala), prédominent les andésites et rhyolites, lesquelles passent aux andésites et rhyodacites (El Salvador) ; puis aux andésites basaltiques et aux ferrodacites, dans la partie SE (Nicaragua et Costa Rica). Cette variation du NW au SE coïncide avec une diminution de la hauteur des volcans et avec la profondeur de la fosse océanique (situation identique à celle qui se présente, au Chili, du Nord au Sud...). Mc BIRNEY interprète cette coïncidence comme due à l'enfoncement plus profond de la plaque océanique, dans la partie NW. Ceci produirait une inversion du gradient thermique dans le plan de BENIOFF. L'eau qui se dégage des sédiments océaniques, pourrait alors entrer dans des roches à plus haute température en baissant leur point de fusion et en donnant lieu à différentes conditions de génération de magmas.

DICKINSON (1968) a signalé la corrélation du contenu en K des séries calco-alcalines circumpacifique avec la profondeur de génération de ces roches, supposant qu'elles ont leur origine au long du plan de BENIOFF. La cause en serait le type de fractionnement puisque les minéraux, séparés du liquide a plus grande profondeur (granat, pyroxène), ont des teneurs très faibles en K et, par conséquent, elles libèrent plus de K dans le liquide résiduel andésitique.

M. VERGARA (1970) a décrit les zones du volcanisme des Andes du Chili et de l'Argentine. Les formations andésitiques miocènes des Cordillères de la Côte et des Andes du Sud du Chili passent à des trachyandésites (série Pino Hachado), alors que ce sont des basaltes à olivine qui passent aux trachyandésites, dans l'aire extra-andine argentine.

La relation entre les andésites et les batholites calco-alcalins a été posée par W. HAMILTON (1968). Il considère que les batholites forment la base d'un complexe magmatique qui s'élève partiellement jusqu'à la superficie en donnant lieu aux vastes champs volcaniques. La comparaison des dimensions de la tectonique et de la composition du batholite d'Amérique du Nord (mésozoïque supérieur) avec les régions actuelles d'activité ignée et orogénique se retrouvent

pour le champ volcanique andésitique des Andes Centrales de l'Amérique du Sud. Celles-ci font face à la fosse marine péruviano-chilienne, sa largeur est de 100-200 km et 2000 km sa longueur. Leur pétrologie comprend un vaste plateau rhyolitique tertiaire, dont la partie centrale supporte les volcans andésitiques quaternaires. HAMILTON établit un rapport entre l'existence de ce champ volcanique, lequel représenterait la partie supérieur effusive d'un complexe calco-alcalin, et la présence d'un plan de BENIOFF bien marqué, et, aussi, avec l'enfoncement de l'écorce océanique ; incluant des sédiments marins, tout au long de ce plan (vitesse de l'ocean floor spreading : 12 cm/lan, dans cette zone). La déshydratation et la perte de substance volatiles du matériel océanique produirait la fusion de manteau et l'ascension de magmas qui se modifieraient par réaction avec des matériaux corticaux. Ces magmas constitueraient, selon leur niveau de cristallisation, les batholites et les champs volcaniques andésitiques.

La composition chimique des andésites cénozoïques a été étudié principalement par F. CHAYES (1968) qui calcula la moyenne de 1800 analyses de ces roches. Cette moyenne se présente à la suite, conjointement avec celle des andésites cénozoïques des Etats-Unis, et l'andésite moyen-terme de DALY.

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5
Andésites cénozoïques du Monde	58,17	17,26	3,07	4,18	3,24	6,93	3,21	1,61	0,8	0,21
écart moyen	4,16	1,56	1,38	1,62	1,24	1,63	0,72	0,75	0,35	0,15
Andésites cénozoïques Etats-Unis	59,78	17,19	2,45	3,65	3,17	6,06	3,96	1,67	0,85	0,23
Andésite de DALY	59,59	17,31	3,33	3,13	2,75	5,80	3,58	2,04	0,77	0,26

TAYLOR et WHITE, 1965, prirent en considération la concentration des éléments en traces dans les andésites, en rapport avec le problème de l'origine de ces roches. De l'analyse de 27 éléments, dans 6 échantillons de Nouvelle-Zélande et dans 7 échantillons du Japon, les auteurs signalent que la teneur en Rb, Th, V, Sn et autres éléments abondants dans les roches qui appartiennent aux étapes finales de la différentiation magmatique, est très basse dans les andésites. C'est la raison pour laquelle il est peu probable que leur origine soit due à la contamination des magmas basaltiques par des matériaux acides (granites). Les éléments qui sont en rapport avec le fer et le magnésium (Cr, Ni, Co, etc...) ne sont pas abondants ; et leur concentration est assez inférieure à celle des basaltes. En conséquence, il serait improbable que les andésites dérivent de la différentiation de magmas basiques en condition d'oxydation (OSBORN, 1962). Au contraire, ils inclinent vers la théorie de O'HARA, 1965, selon laquelle les andésites déri-

veraient d'un magma andésitique primaire formé par la fusion partielle du matériau de l'écorce, ou celle, partielle aussi, du manteau supérieur. Bien que les idées de TAYLOR et de WHITE soient très intéressantes, elles ne sont basées que sur un nombre très limité d'analyses et ne considèrent pas avec suffisamment d'attention l'effet de la différentiation dans la concentration finale des éléments dans les roches (par exemple : le sort de la magnétite peut entraîner des quantités importantes d'éléments en traces qui sont en rapport avec le Fe).

S.R. TAYLOR (1968) a présenté des renseignements analytiques pour différents types d'andésites et pour les autres roches calco-alcalines associées. L'auteur maintient ses points de vue antérieurs, mais précise alors les conditions nécessaires pour la génération des andésites du manteau. TAYLOR considère improbable la production d'andésites par cristallisation fractionnée de magma basaltique ; parce que la concentration de K, Rb, Cs, Ba, etc... est inférieure à celle qui devrait se produire par le dit processus. L'abondance de V et Sc est supérieure à celle que l'on devrait espérer, du fait que ces éléments seraient remués ensemble avec la magnétite. Il est également impropable que les andésites dérivent du magma basaltique alumineux, par le fait que son contenu en Ni est similaire (et non inférieur comme on devrait s'y attendre). Quant à la production d'andésites par mélange de matériau granitique cortical avec du basalte, TAYLOR considère qu'elle devrait produire des contenus plus grands de Cs, Rb, Th, U, etc... que ceux que présentent les andésites.

En ce qui concerne la provenance d'andésite du manteau TAYLOR pense que la théorie est consistante et s'accorde avec le contenu d'éléments en traces de ces roches ; à condition que le processus s'opère en deux étapes : la première, de fusion partielle du manteau (en laquelle le Cr, Ni, Co passent à la phase réfractaire : olivine, chromite, orthopyroxènes ; et les grands cations : Rb, Cs, Th, etc... se concentrent dans le liquide) ; et la seconde, de refusion du matériau formé par solidification du liquide résiduel, à des profondeurs inférieures à 70 km.

TAYLOR présente la liste suivante de concentrations d'éléments chimiques dans les andésites :

Oxyde	%	Elément	ppm	Rapport
SiO_2	59,5	Ti	4200	Ni/Co 0,75
Al_2O_3	17,2	Cr	56	K/Rb 430
FeO	6,10	Ni	18	
MgO	3,42	Co	24	Rb/Sr 0,08
CaO	7,03	Cu	54	
Na_2O	3,68	Mn	1200	
K_2O	1,60	Sr	385	
		Rb	31	

TAYLOR et al, 1969, ont considéré l'influence de l'addition de sédiments du fond océanique (qui accompagne l'ocean floor spreading) dans la génération d'andésites, du point de vue de la concentration de Co, Cr, Ni, Sc et V dans les andésites.

Leur conclusion est qu'elle est de peu d'importance quantitative. Très différent est le rapport V/Ni, dont la valeur est de 0,5 dans les andésites ; tandis que dans les sédiments marins elle est égale à 10. Sans entrer dans le détail des discussions de ces auteurs, il convient de signaler que l'importance de l'introduction de sédiments océaniques réside surtout dans l'addition de substances volatiles, spécialement H_2O ; et qu'il n'est point nécessaire de grands volumes de ces substances pour produire d'importants effets de différentiation.

La composition des andésites quaternaires du Nord du Chili fut étudiée par PICHLER et ZEIL (1968) qui les considèrent en rapport avec la formation rhyolitique tertiaire. Les caractéristiques géologiques, pétrographiques et chimiques de ces andésites concordent plus avec une origine par fusion partielle des zones inférieures de l'écorce qu'avec le fractionnement de magma basaltique. A l'inverse du volcanisme du Sud du Chili, le volcanisme du Nord présente une absence de basaltes et les andésites ont une tendance dacitique (andésites contenant du quartz). A ce sujet, il est important de signaler que SIEGERS et al (1969) ont trouvé, dans les mêmes roches, des contenus élevés de Sr (800 ppm, en moyenne) très supérieures à ceux des andésites du Japon et de Nouvelle Zélande, mais similaires au contenu de Sr des diorites.

Les analyses présentées donnent les concentrations moyennes suivantes :

Cr : 90 ppm	Ni : 50 ppm	Co : 22 ppm	Cu : 47 ppm
Sr : 800 ppm	Rb : 77 ppm	Ti : 5630 ppm	Mn : 752 ppm

Finalement, nous nous référons aux quelques travaux récents qui mettent l'accent sur les aspects expérimentaux de la génération des andésites. Parmi ces travaux importants, il convient de signaler ceux de FUDALI (1965) relatifs à la différentiation de basaltes sous conditions oxydantes ; et ceux d'OSBORN (1959, 62, 68, 69, etc...) relatifs au même thème.

OSBORN, 1968, a présenté les deux lignes de différentiation du système $FeO-Fe_2O_3-SiO_2$, qui mènent à l'enrichissement en SiO_2, dans l'évolution calco-alcaline ; et à l'enrichissement en FeO, dans la ligne tholéiitique. La cristallisation fractionnée de basalte à olivine produirait du liquide andésitique selon n'importe laquelle des deux lignes évolutives, si l'on ajoute une petite quantité d'oxygène au système. Ceci pourrait se produire par diffusion de H_2O vers le magma ; d'où se dégagerait l'H_2. OSBORN rattache ce phénomène aux processus géosynclinaux.

OSBORN (1969), insiste sur l'hypothèse de génération d'andésites par cristallisation fractionnée d'un basalte à olivine qui s'élèverait depuis le manteau jusqu'aux roches géosynclinales. Durant son ascension, ce magma subirait une hydratation de l'ordre de 2-3 %, par effet du flux d'eau venant des roches géo-

synclinales ; retiendrait l'oxygène et expluserait H_2 en résultant. La quantité d'oxygène retenue serait suffisante pour la génération de magma calco-alcalin. Par effet de la sédimentation magmatique des cristaux d'olivine et de pyroxène qui accompagne cette évolution, il se créerait des corps basiques complémentaires dans le fond des chambres magmatiques ; corps qui donneraient les péridotites alpines.

GREEN et RINGWOOD (1968), en se basant sur des résultats expérimentaux, considèrent que les séries calco-alcalines pourraient se former moyennant deux processus distincts :

- le premier, par fusion partielle de matériaux quartzo-éclogitiques, à 150 km de profondeur ;
- le second, par fusion ou cristallisation partielle de basalte hydraté ou amphibolite, à 15-80 km de profondeur. Si l'on suit le modèle proposé par l'ocean floor spreading, au moment de se produire la fusion partielle dans le plan de BENIOFF, à 15-45 km de profondeur, le fractionnement serait gouverné principalement par la séparation d'amphiboles. Par contre, à 45-80 km, la séparation d'amphiboles-clinopyroxènes et grenats, serait importante ; et à 80-160 km la séparation de clinopyroxènes et grenats. Ces processus auraient pour effet une zonation chimique définie (ex : augmentation du contenu de K, dans les magmas plus profonds).

Le rôle de H_2O dans la genèse des andésites a été considéré aussi par H.S. YODER (1968) qui signale que H_2O maintient un gradient lent de chute de pression d'oxygène durant le fractionnement du magma. Les champs de stabilité du feldspath alcalin et du quartz diminuent alors. En conséquence, le liquide résiduel est plus riche en Si, Al, Na et K que celui qui est produit en conditions anhydres. Tandis que la fusion partielle de matériau basique, en présence de H_2O, donnerait lieu à la génération d'andésites ; le même matériau, en conditions anhydres, produirait des basaltes.

II - Caractère métallogénétique du volcanisme andésitique

Au cours des dernières années, un intérêt considérable a été suscité par les gisements métallifères connectés aux complexes volcaniques calcoalcalins.

FONTEILLES (1966) considère le cas de la province métallogénique du Japon. L'auteur fait remarquer la coïncidence de la région en question avec la région d'affleurements de roches calco-alcalines. Appliquant ce lien à l'évaluation du potentiel minier de Madagascar, FONTEILLES arrive à une conclusion négative : puisque là on ne trouve pas de séries calco-alcalines.

JENKES (1966) se réfère aux gisements métallifères du Japon associés au volcanisme. Il distinga deux types principaux : gisements de soufre et de pyrite ; et gisements polymétalliques du type Kuroko.

Les premiers se trouvent dans les centres volcaniques quaternaires, ou leur sont très proches. Ceux du type Kuroko sont situés dans les roches volcaniques du miocène, et dans le voisinage de centres volcaniques où des coulées et du pyroclastique apparaissent unies aux intrusions, dômes et zones de brèches.

La série apparaît couverte par des sédiments marins du miocène supérieur. Les gisements sont quasiment concordants et JENKES croît qu'ils se sont formés sous le fond de la mer, par remplacement sélectif dans les niveaux les plus favorables, produits par des solutions relatives au volcanisme.

Les gisements chiliens liés aux processus volcaniques correspondent à des minéralisations de cuivre et de manganèse, et sont relatifs au développement du géosynclinal andin (C. RUIZ, 1965). Dans les gisements du Jurassique, du néocomien et de l'aptien-albien, les minéralisations cuprifères se présentent en couches qui occupent généralement la partie vésiculaire ou bréchique des coulées andésitiques, cette minéralisation se présente encore en dissémination fine dans la partie massive, cette fois, des coulées.

L'existence de la province cuprifère circumpacifique peut être attribuée à deux causes fondamentales : d'abord, à la présence de concentrations anormalements hautes de l'élément en question dans les magmas de la province, ensuite à l'action de mécanismes de concentration capables de secréter le métal des magmas de telle manière qu'il se maintienne hors des silicates, quand se produit la cristallisation (dans le cas de gisements d'origine magmatique).

En vue d'étudier la première de ces possibilités, qui se traduit par des quantités anormales du métal dans les roches ignées, nous avons analysé des roches volcaniques chiliennes de différents âges et localités du Pays, et des roches plutoniques du Chili Central (lat. 33° à 34° S) frange qui inclut le porphyre cuprifère de Rio Blanco-Disputada. Les résultats obtenus seront discutés dans un autre chapitre de cette thèse ; mais on peut signaler qu'ils sont plutôt normaux et du même ordre que les chiffres donnés par différents auteurs pour des roches du même type.

La seconde explication possible de la province cuprifère circumpacifique : l'action de mécanismes capables de sécréter le métal des magmas, de le concentrer et de le déposer sous forme de sulfures, met en relief l'importance des substances volatiles ; principalement H_2O, dont le rôle est déjà bien connu.

Dans le cas des porphyres cuprifères, l'eau ne constitue pas seulement un minéralisateur principal ; mais il est probable qu'elle produise, à travers l'action explosive de sa vapeur, les cheminées de brèche qui sont caractéristiques de ces dépôts ; et qui incluent la plus grande partie de leur minéralisation. En ce sens, on peut établir un certain parallèle entre la formation structurale des porphyres cuprifères et celle des caldeiras volcaniques. Le gisement de Braden au Chili, mis en place dans une structure de type volcanique, constituerait une sorte de transition entre ces deux types de phénomènes.

Plus significative encore est la nécessité commune de substances volatiles, spécifiquement H_2O, pour la genèse des complexes calco-alcalins et des gisements cuprifères ; ce qui expliquerait leur coïncidence spatiale et temporelle.

L'introduction de sédiments sous l'écorce continentale déterminerait d'importantes additions de H_2O, S, Cl et B, substances abondantes dans les sédiments marins, et qui apparaissent être en relation avec les porphyres curprifères.

Le Cl, comme HCl, est probablement lié à l'altération hydro-thermale

du type métasomatisme d'H ; et se maintient dans les inclusions fluides comme NaCl. Le B, contenu dans la tourmaline, est un élément caractéristique des porphyres cuprifères chiliennes.

Le fait que le Cu soit l'élément métallique principal de cette province métallogénique s'expliquerait par sa plus haute concentration dans les roches mafiques (100 ppm Cu, contre 8 ppm Pb), et, par conséquent, dans les roches du manteau . D'autre part, sa grande affinité avec le soufre favoriserait sa secrétion des magmas, comparativement à d'autres métaux dont l'abondance dans les roches mafiques est également importante (Zn).

En résumé : il est possible que la génération des complexes calco-alcalins (batholites et roches andésitiques) et les minéralisations cuprifères associées représentent deux aspects d'un même phénomène : l'injection de matériaux du manteau, et de sédiments océaniques au long du plan de BENIOFF, sous les continents circumpacifiques.

III - Géochimie de quelques éléments présents dans les roches volcaniques

L'importante étude de NOCKOLDS et ALLEN (1953, 1954, 1956) sur la géochimie de quelques séries de roches ignées a permis de comparer le contenu des éléments en traces des séries tholéiitiques alcalines et calco-alcalines . La recherche, qui inclue des séries de diverses régions du Monde à montré que, dans les séries tholéiitiques, le Cr, Ni, Co, V et Sc diminueraient en même temps que les teneurs en Mg et Ca ; et que le Pb, Rb, Ba et Zr augmentaient en même temps que le Na et le K. Le Sr et le P, tout comme le Ti et le Fe allaient en augmentant, pour diminuer bientôt avec l'avance de la différentiation ; tandis que le Ga, Li et Mn tout comme le Al, se maintenaient relativement constants.

Dans les séries alcalines et calco-alcalines, les tendances sont semblables, quoiqu'il y ait quelques différences, surtout dans les progressions de variations des éléments en traces par rapport à l'indice de différentiation Si/3 + K - Ca - Mg.

Dans l'étude de WILKINSON (1959) est décrite la géochimie d'un sill de basalte alcalin à olivine de New South Walles (Nouvelle-Zélande). L'auteur signale que le Cr, Ni, Co et V présentent les plus grandes variations dans la cristallisation magmatique, et se concentrent dans les premiers différenciés. Quant à la distribution des éléments dans les minéraux de la roche, on a trouvé que le Cr et le V se concentrent dans les clinopyroxènes et dans la titanomagnétite ; le Ni et le Co dans les olivines, dans les clinopyroxènes et dans la titanomagnétite. Le Cr et le V remplaceraient le Fe^{+2} et, en proportion moindre, le Mg.

L'auteur donne, entre autres, les concentrations suivantes (exprimées en ppm) pour quelques différenciés et quelques minéraux.

Roches	Cr	Ni	Co	Sr	Rb
Teschénites	< 2-300	6-350	20-100	450-1500	30-70
Microsyénites	< 2	40	10	450	100

Minéraux (de Teschénites)	Cr	Ni	Co	Sr	Rb
Clinopyroxène	65-100	80-175	50-60	125-175	
Plagioclase	2-3	2-5	5	2300-3000	10
Titanomagnétite	2-1300	15-320	120-225		

a) Chrome, nickel, cobalt et cuivre

TUREKIAN et CARR (1960) précisent la géochimie du Cr, Co et Ni, en se basant sur près de 1000 analyses de roches, de types différents, analyses toutes réalisées par spectrographie d'émission et contrôlées par la méthode d'activation neutronique ; ce qui assure une très grande précision et exactitude.

Les auteurs ne trouvent pas de corrélation entre le Cr, le Ni et les teneurs en Fe, des roches basaltiques, pas plus qu'avec celui du Mg.

Cependant ces 2 éléments (Cr et Ni) présentent, entre eux, une certaine covariance. En échange, le Co augmente avec le Fe ; mais le rapport, ici, n'est pas linéaire mais exponentiel. Une autre différence entre le Cr, le Ni et le Co, réside dans la plus grande gamme de variation des deux premiers nommés.

Roches	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)
Ultramafiques	1600	2000	110
Basaltiques	170	130	48
Granitiques (Ca 1 %)	27	14	6,0
Granitiques (Ca 1 %)	4	0,4	0,6

Les valeurs pour les roches granitiques incluent celles des roches effusives analogues, mais les andésites ont été groupées avec les basaltes.

CARR et TUREKIAN (1961) signalent ensuite que le Co des roches basaltiques peut être mis en corrélation avec la somme du contenu en Fe et Mg. En échange, dans les rhyolites et les granites cette corrélation n'existe qu'avec le Mg.

Le contenu moyen en Co, dans l'écorce terrestre, serait de 27 ppm, si on considère cette croûte comme formée de basaltes et de granodiorites en proportions égales.

Dans leur publication de 1963, les mêmes auteurs confirment la covariance du Cr et Ni dans les roches basaltiques et ils indiquent que le rapport Cr/Ni se maintient constant lors des processus de différentiation des magmas basaltiques.

Le contenu de Cr, Ni, Co, V et Cu de quelques roches volcaniques du Kamtchatka et les Iles Kouriles a été publié par MARKHININ et SAPOZHNIKOVA (1962). Ces auteurs analysent spectrographiquement 5 échantillons composés correspondant à 62 échantillons d'une série calco-alcaline ; ils obtiennent les valeurs suivantes :

Roches	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)
Basaltes	89	61	56	63
Andésites basaltiques	63	41	39	41
Andésites	26	33	29	34
Dacites	12	12	17	25
Rhyolites	10	11	15	3,3
Concentration moyenne de la série	47	32	36	39

La relation entre la basicité des roches et la concentration des 5 éléments montre que ceux-ci dépendent, d'une manière ou d'un autre, du contenu en Fe et Mg des laves.

NESTERENKO et al (1964) comparent à leur tour, le contenu d'un groupe d'éléments en traces de quelques basaltes de Sibérie avec celui des dolérites du Karroo (Afrique du Sud).

Roches	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	V (ppm)	Cu (ppm)	Sr (ppm)
Sibériennes :						
Basaltes	160	130	25	170	43	430
Diabases	180	110	34	190	110	690
Dolérites Karroo :						
Type principal	280	77	32	150		170
Intrusifs riches en Fe	360	91	32	150		140

Les plus grandes différences sont trouvées dans les contenus en Cr et Sr. Les auteurs signalent, d'autre part, qu'une valeur élevée du rapport Ni/Co dans les intrusifs basiques, indifférenciés, constitue un guide utile pour découvrir les minéralisations de Ni qu'ils peuvent recéler.

SIMON (1964) étudie les variations de 8 éléments en traces dans la série volcanique quaternaire de la Chaîne des Puys (France). L'étude comprend des roches de différentes basicité, et, aussi, l'échantillonnage de différentes parties d'une coulée volcanique. Sur ce dernier point, l'auteur trouve que la variation est inférieure à la précision de la méthode spectrographique employée pour l'analyse (autour de 10 %) ; et qu'en conséquence, un échantillon pris dans n'importe quelle partie d'une coulée, est représentatifs de son contenu en éléments en traces.

En ce qui concerne le rapport entre la basicité de la roche et la concentra-

tion des 8 éléments étudiés, deux groupes de comportement différent sont proposés. Tandis que le Cr, Ni, V et Cu apparaissent enrichis dans les roches plus basiques, le Pb, Mo, Sn et Ga ne présentent pas de rapports définis en ce qui concerne le type lithologique.

L'auteur détermine les concentrations suivantes :

Roches	Cr (ppm)	Ni (ppm)	V (ppm)	Cu (ppm)	Pb (ppm)	Mo (ppm)
Trachytes	12-19	15-18	14-19	7-15	4-47	6-12
Trachy-andésites	20-34	13-52	25-42	21-23	4-32	8-14
Trachy-basaltes	40-140	16-112	50-58	15-55	4-13	9-11
Basaltes	555-862	48-82	124-240	78-98	10-11	9-12

COULOMB et GOLDSTEIN (1964) étudient dans la même Chaîne des Puys, le comportement du Ta, Th, Co, Sc et V et déterminent leur concentration sur 35 échantillons de roches.

Les auteurs trouvent une bonne corrélation des contenus de Co et de Sc avec le SiO_2 ; et du contenu de Sc avec celui du Co. La corrélation est trouvée moyenne entre le Th et U et le SiO_2 ; mauvaise entre le Ta et le SiO_2.

Les cas de bonne corrélation sont considérés comme étant dus à la capacité de l'élément en traces à entrer dans la structure des silicates et à y remplacer un élément majeur, lors du processus de différentiation.

JONIN (1964) étudie les mêmes éléments que SIMON dans les laves tertiaires d'Auvergne. La série alcaline étudiée comprend des trachytes, des trachy-andésites et des roches pauvres en silice (basanites).

Le Cr, Ni, V et Cu se présentent également comme dépendants de la basicité des roches, tandis que le Pb, Mo, Sn et Ca y sont indépendants. Les concentrations trouvées sont :

Roches		Cr (ppm)	Ni (ppm)	Cu (ppm)
Trachytes	(1)	X	14	46
Trachy-phonolites	(3)	X	13-22	52-118
Trachy-andésites	(2)	78-609	22-274	63-147
Andésites	(2)	294-415	37-58	100-193
Phonolites	(1)	122	18	114
Basaltes	(3)	409-510	35-113	140-236
Basanites	(2)	302-448	39-54	134-170
Mandchourites	(2)	530-730	70-139	90-91

(X) : Bas niveau de détection.

Dans l'étude de DUPUY (1965), sur le contenu de Cr, Ni, Co, V et Cu dans quelques roches volcaniques du Languedoc, les résultats suivants sont aussi obtenus :

Roches		Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	Cu (ppm)
Nodule péridotique	(1)	1870	1700	95	37
Laves basiques	(11)	80-300	70-350	26-47	35-145
Pegmatitoïdes (moyenne)	(2)	<10	<5	9-12	70-72
Basaltes avec olivine	(8)	261	256	42	78
Basaltes sans olivine	(3)	93	100	31	203

L'auteur signale, ici, que la distribution du cuivre est complexe ; et qu'elle est probablement due à la séparation du métal comme sulfure au cours de la différentiation magmatique. Le cuivre est moins concentré dans la péridotite que dans les basaltes ; et il présente des valeurs relativement élevées.

GUNN (1965) décrit les variations modales et chimiques de quelques tho-

léiites de l'Antarctique, qui correspondent à trois périodes intrusives : période avec tholéiites à olivine, à hypersthéne et à pigeonite.

Les filons à olivine montrent une transition minéralogique depuis la base jusqu'au toit, où la roche passe à un granophyre. Cette transition se caractérise par l'accroissement en pyroxènes et par la décroissance en Cr et Ni ; et, aussi, par l'augmentation des éléments alcalins de la base au toit.

Les filons à hyperthène possèdent une zone centrale de norite très mafique qui, à la base et au toit, passe à une dolérite à pigeonite. La partie centrale se trouve enrichie en Cr et Ni, et appauvrie en alcalins, Cu et Zn par rapport aux bords.

Finalement, les roches à pigeonite sont quasiment homogènes, bien que leur moitié inférieure présente des concentrations plus fortes en Cr et Ni, et, inversement, plus faibles en alcalins Cu et Zn.

Le fractionnement de divers éléments en traces, pendant la différentiation d'un magma tholéiitique a été étudié par GREENLAND et LOVERING (1966). Ces deux auteurs ont déterminé les contenus en Cr, Ni, Co, V, Sr, Ba, F et Cl de deux "carottes" prélevées dans un sill de dolérite de Great Lake en Tasmanie. Le comportement général des éléments est similaire à celui trouvé dans les magmas tholéiitiques plus différenciés. Il semble que le Cr et Ni soient épuisés rapidement et qu'ils soient très rares dans les roches cristallisées issues des magmas résiduels ; tandis que la diminution de Co est moins marquée. Le V décroît légèrement avec la différentiation, mais il est pratiquement absent dans les granophyres. Le Cu présente une augmentation dans les roches des premières étapes et cette augmentation arrive à un maximum dans la phase qui précède le granophyre. A ce moment, il disparait, en grande partie, en raison probablement de la séparation d'une phase immiscible du sulfure. Finalement, le Sr augmente légèrement avec la différentiation.

Les auteurs appliquent en outre une méthode statistique afin de déterminer les remplacements les plus favorables, dans les silicates, des éléments majeurs par les éléments en traces. Ils concluent que les remplacements les plus plausibles sont :

Fe^{+3} par Cr Co par Fe^{+2} et Mg Sr par Ca

Fe^{+2} par Ni V par Ti^{+4}

La distribution du cuivre paraît plus complexe ; et il serait contenu autant dans les silicates que dans les oxydes et les sulfures.

L'étude citée présente aussi une comparaison du magma tholéiitique de Great Lake (représenté par un échantillon du bord) avec les autres roches similaires déjà décrites.

Roches Tholéiitiques de :	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)	V (ppm)	Cu (ppm)	Sr (ppm)
Great Lake (Greenland et Lovering, 1966)	120	67	42	200	75	150
Red Hill (Mc Dougall et Lovering, 1966)	151	93	47	-	78	-
Mt. Wellington (Tiller, 1959)	-	88	851	380	105	-
Basaltes Hawaiiens	500	350	55	300	-	350
Dolérites Karroo	425	150	50	200	-	125
Tholéiites tertiaires d' Angleterre	250	60	55	275	-	200
Volcanites de Hakone	63	18	42	475	-	178
Sill de Northfiel (Nockolds et Allen, 1956)	45	30	30	300	-	350
Dolérite de Dillsberg (Hotz, 1953)	200	87	35	250	170	400
Intrusion de Skaergaard (Wagner et Mitchell, 1951)	170	170	53	140	130	350
Basalte moyen (Turekian et Wedepohl, 1961)	170	130	48	250	87	465

LETOLLE et KULBICKI (1966) étudient la distribution du Cr, Ni et Co dans les laves du Mont-Dore et ils croient pouvoir montrer qu'en plus de leur rapport avec la lithologie, les éléments auraient une évolution dans le temps.

Le Cr est très enrichi dans les roches ultramafiques. STUEBER et GOLES (1967) donnent 2980 ppm de moyenne. Dans les mêmes roches, le Co a une con-

centration de 110 ppm. Les chiffres antérieurs sont basés sur les analyses respectives de 113 échantillons ; analyses effectuées par activation neutronique.

b) Le Zinc

Contrairement au Cr, Ni, Co et aux autres éléments pour lesquels on dispose d'un grand nombre de détermination et ceci pour des roches de caractéristiques variées et de provenances différentes, le Zn a été peu étudié. Ceci est dû, en grande partie, à la difficulté que présente son analyse par spectrographie d'émission (méthode qui a été la plus employée au cours de ces travaux).

RADER et al. (1963) déterminent par voie chimique le contenu en Zn de 124 échantillons de basaltes des U.S.A. et de Hawaï ; arrivant aux chiffres moyens suivants :

Basaltes de :	Idaho	Connecticut	Nouveau Mexique	Oregon	Californie	Hawaï
Zn (ppm)	130	90	86	81	71	100

La moyenne totale est de 99 ppm, chiffre inférieur à ceux donnés par SANDELL et GOLDICH (1943), de 130 ppm ; par TUREKIAN et WEDEPOHL (1961), de 105 ppm ; et par VINOGRADOV (1962), de 130 ppm.

L'étude de RADER et al. montre le rapport direct entre les contenus en Zn et Fe ; et le rapport inverse entre ceux de Zn et de Mn (pour un contenu donné de Fe).

DISBOROUGH (1963) décrit la présence de blende d'origine probablement magmatique dans des roches basiques de Missouri (U.S.A.). Le minéral est présent en traces, dans les diabases et les gabbros précambriens non altérés et appartenant à divers intrusifs basiques. Le Zn S se trouve associé avec des sulfures de Fe, Ni et Cu ; et sa concentration ne dépasse pas 0,05 % du volume de la roche.

Le fait que les descriptions de semblables présences soient rares, pourrait être dû au fait que le Zn atteint sa concentration maximum dans le magma en une étape postérieure à la ségrégation des autres métaux sulfurés ; ou bien, encore, à ce que, par ses caractéristiques optiques et par sa fine dissémination, la blende d'origine magmatique ne soit pas facile à reconnaître.

Il n'en est pas ainsi avec les sulfures de Fe ou Fe-Cu, dont la présence dans les roches basaltiques est plus connue. DISBOROUGH et al. (1968) décrivent la minéralogie des sulfures de quelques basaltes tholéiitiques Hawaïens, provenant du volcan Kilauea. Les sulfures apparaissent dans les cristaux d'oxydes et silicates ; et ils constituent moins du 0,05 % du volume de ces roches. Les études minéralogiques moyennant le micro-analyseur électronique laissent supposer qu'ils subissent un rapide refroidissement qui maintient une quantité apréciable de Cu et Ni en solution solide monosulfurée. Par les proportions des phases on peut supposer que le refroidissement brusque se produisit à moins de 700°C. Les sulfures se seraient formés aux dépens d'une phase liquide, immiscible dans le magma basaltique.

c) Le Strontium

Le travail de TUREKIAN et KULP (1956) constitue sans doute la principale étude sur la géochimie du Sr. Cette étude comporte un grand nombre d'analyses de roches de types divers et de toutes provinces. Parmi les roches volcaniques, les auteurs ont déterminé l'abondance, le type de distribution statistique, et la possible corrélation du Sr avec le Ca, l'élément majeur avec lequel il se substitue dans les silicates.

La concentration moyenne du Sr dans les roches basaltiques a été calculée au moyen de deux procédés. L'un consiste à effectuer la moyenne arithmétique de toutes les déterminations, et l'autre, à calculer la moyenne des différents termes moyens correspondant à chacune des 25 aires étudiées, sans considérer le nombre d'échantillons provenant de chacune de ces aires (dans le but d'éliminer ce facteur dans le résultat final). Par le premier moyen, on arrive au chiffre de 467 ppm ; par le second, à celui de 462 ppm. Cette coïncidence nous permet d'avoir confiance en sa valeur. Finalement, les auteurs choisissent une valeur de 465 ppm, valeur considérablement plus grande que celle qui avait été estimée dans les travaux antérieurs.

Quant aux teneurs en Sr des 25 aires cataloguées, elles varient depuis une moyenne de 107 ppm dans les basaltes archéens d'Afrique à 1091 ppm pour les laves hawaïennes différenciées. La moyenne géométrique de tous les basaltes (valeur la plus fréqente) est de 340 ppm ; chiffre très proche au terme moyen de 348, trouvé pour les basaltes de Hawaï. Cette coïncidence pourrait être attribuée au hasard, ou bien au fait que cette valeur correspond à celle des roches du manteau, et que par conséquent, les concentrations supérieures ou inférieures devraient être liées soit à la différentiation magmatique soit à la contamination avec des roches ayant un contenu moindre en Sr.

La distribution du Sr dans les basaltes est apparemment lognormale (c'est-à-dire : que les logarithmes des concentrations se distribuent normalement dans un histogramme de fréquence). Les auteurs n'ont pas déterminé s'il s'agissait d'une lognormalité, au sens mathématique strict, considérant que ce problème pourrait être différé jusqu'à ce que les relations causales du phénomène fussent mieux connues.

Quant à la possible corrélation du Sr et du Ca, dans les roches basaltiques, corrélation plausible puisque le Sr se substitue à Ca dans quelques silicates (feldspath, en particulier), on arrive à un résultat négatif, tout au moins au niveau mondial. Ce fait, aussi, est important en ce qui concerne l'estimation de l'abondance du Sr : l'abondance ne dépend pas du contenu en Ca des roches prises comme échantillons (comme cela se passerait avec les roches granitiques), les chiffres obtenus sont alors plus dignes de confiance.

Cependant, à l'échelle locale, on trouve une certaine covariance entre le Sr et le Ca des basaltes ; bien que la relation soit inverse. Ce cas se présente dans les basaltes tholéiitiques du nord-ouest des U.S.A., chez lesquels le Sr varie entre quelque 200 ppm pour des roches avec 7 % de Ca, à 400 ppm pour des basaltes avec 5 % de Ca.

D'autres travaux relatifs au Sr des roches volcaniques ou hypoabbyssales ont été présentées dans les pages précédentes (NESTERENKO et al., 1964 ; GUNN, 1965 ; GREENLAND et LOVERING, 1966).

d) Le Rubidium

Bien qu'il existe une abondante information en ce qui concerne la géochimie du Rb, elle est surtout relative aux roches granitiques. Cependant, et récemment, Rb a suscité un grand intérêt en vertu de sa concentration dans les roches volcaniques. L'importance du Rb tient à ce qu'il constitue un indicateur très sensible des processus de différentiation magmatique par le biais de la variation du rapport K/Rb. Dans les roches normales, et même dans quelques matériaux extraterrestres, ce rapport présente des valeurs notablement uniformes et proches de 240 ; tandis que pour les roches différenciées, les valeurs s'éloigent beaucoup de ce chiffre.

TAYLOR et al. (1956) ont proposé quelques rapports K/Rb anormaux pour des roches volcaniques de Nouvell-Zélande :

Roches	Rb	K/Rb
Basaltes et andésites	20-60	250-400
Trachytes	120-170	180-230
Rhyolites	340-370	84-110

Les auteurs attribuent l'enrichissement en Rb des rhyolites (et, par conséquent, leur rapport K/Rb plus élevé) à la différentiation magmatique extrême ; ce qui se traduirait, en même temps par leurs basses teneurs en Sr (inférieurs à 10 ppm).

VOLKOV et SAVINOVA (1961) étudient l'évolution du rapport K/Rb au cours de l'évolution des magmas calco-alcalins, et des magmas alcalins sodiques et potassiques. Dans les séries calco-alcalines, l'accroissement en SiO_2 s'accompagne d'un enrichissement en Rb par rapport au K. Cet enrichissement ne se produit ni dans les séries sodiques, ni dans les séries potassiques, mais il devient cependant notable dans les derniers termes différenciés.

ABBOT (1967) étudie le contenu en K et Rb dans une série de laves continentales, du type alcalin, des montagnes Nandewar en Australie. Les rapports K/Rb des roches basiques sont élevés (428 ± 48) et semblables à ceux des séquences alcalines à olivine de Hawaï (505 ± 81) ; mais différents de ceux trouvés dans les laves alcalines continentales de l'Antarctique et del'Otago (N. Z.) où la valeur est de 347 ± 54).

Les valeurs de K et de Rb, dans quelques-unes des roches étudiées sont :

Types de roches	K %	Rb (ppm)	K/Rb
Basalte à olivine	0,90-1,58	19-45	385-474
Trachytes	4,29-4,62	71-139	309-615
Rhyolites alcalines	4,15-5,07	150-257	161-338

AHRENS et al. (1952) ont considéré que les limites normales du rapport K/Rb sont de 115 à 460, tandis que sa valeur moyenne est de 230 ; donc, quelques-unes des valeurs trouvées par ABBOT tombent en dehors du champ normal de variation et la majeure partie sont supérieures à la moyenne de 230.

Pour les valeurs absolues du Rb, LESSING et al. (1963) trouvent entre 260 et 512 ppm dans les laves de Hawaï. La similitude de ces valeurs, de même que celles du rapport K/Rb trouvées à Hawaï et dans les séries continentales de Nandewar conduisent l'auteur à penser qu'il n'existerait pas de différences fondamentales entre les séries alcalines, océaniques et continentales. Les différences, à l'endroit des roches de l'Antarctique et del'Otago, sont interprétées comme dues à l'hétérogénéités dans la production de magmas basaltiques en fonction de leur profondeur différente de génération ; comme l'a aussi suggéré TAUBENECK (1965).

LEWIS (1968) a utilisé la variation, de quelques éléments en traces et du rapport Sr^{87}/Sr^{86}, comme bases pour déterminer l'origine des roches de la région volcanique de Taupo (Nouvelle-Zélande).

Les roches consistent là en tufs acides et effusifs, andésitiques, dacitiques et, en moindre abondance, en basaltes. L'examen préliminaire de la distribution du Cr, V, Sr, Rb, Cs, Li, Ba et Zr renforce l'hypothèse que les roches correspondent à une séquence continue de basaltes riches en alumine, andésite-dacite et rhyolite calco-alcaline, avec andésites à olivine et pyroxène. La basse concentration totale en alcalis et Zr et les hautes valeurs du Ba et du rapport K/Rb, les distinguent des autres séries de la province volcanique tertiaire de Nouvelle-Zélande ; et suggèrent une source magmatique subsialique.

Cette conclusion se renforce aussi par les basses valeurs de Sr^{87}/Sr^{86}, lesquelles, de même, sont favorables à une possible origine par fusion de matériaux sialiques anciens.

D'intérêt spécial sont les valeurs du Rb et de K/Rb. Les premières sont comprises entre 20 et 110 ppm, dans les ignimbrites ; sont inférieures à 80 ppm dans les rhyolites. Tandis que le rapport K/Rb varie entre 252 et 950, dans les ignimbrites et entre 328 et 767, dans les rhyolites. Ces valeurs sont assez supérieures aux valeurs normales. Quant au rapport Sr/Ca x 1000, les chiffres déterminés sont compris entre 16 et 52, bien qu'il existe des valeurs inférieures à celle-ci, qui ne furent pas calculées (le contenu du Sr étant inférieur à la sensibilité de la méthode employée.).

Les variations, dans les autres éléments étudiés, sont similaires à celles

trouvées par NOCKOLDS et ALLEN (1953), pour les roches calco-alcalines.

Nous nous réfèrerons finalement à l'étude de COMPSTON et al. (1968) relative à la comparaison géochimique des roches basaltiques mésozoïques de l'Antarctique d'Afrique du Sud, d'Amérique du Sud et de Tasmanie.

Les dolérites tholéiitiques (FERRAR), de l'Antarctique, sont d'âge jurassique et se caractérisent par rapports Sr^{87}/Sr^{86} élevés (0,711). Ces valeurs sont analogues à celles déterminées pour les dolérites dérivées de l'écorce, plutôt que du manteau.

Les rapports U/K et Th/K, ainsi que les valeurs du rapport K/Rb, correspondent aussi à des matériaux d'origine corticale. Par contre, les dolérites mésozoïques du Karroo, d'Afrique du Sud, et les roches basaltiques de Serra Geral (Brésil), d'âge paléozoïque supérieur à triasique, ont des valeurs Sr^{87}/Sr^{86} proches de 0,7057, qui sont similaires à celles des basaltes continentaux, mais qui sont quelque peu supérieures aux basaltes océaniques.

D'autre part, les rapports U/K, Th/K et K/Rb, des dolérites du Karroo, correspondent à des magmas dérivés du manteau supérieur.

Du travail en question est issu le tableau suivant, dans lequel sont aussi des informations provenant d'autres auteurs :

	Tholéiite à pigeonite Antarctique	Tholéiite à hypersthène Antarctique	Dolérite de Tasmanie	Tholéiite à olivine Antarctique	Tholéiite océanique	Tholéiite de Hawaï
Sr (ppm)	137	125	130	100	115	250
Rb	55	31	33	12	1,2	10
Rb/Sr	0,4	0,25	0,25	0,12	0,01	0,04
K/Rb	219	200	200	267	1400	500
U	1,6	1,6	0,87	0,59	0,1	0,18
Th	5,4	3,8	3,25	2,15	0,18	0,69
Th/U	3,5	2,3	3,9	3,7	1,8	3,8
$Th/K \times 10^4$	4,9	7,5	4,9	5,0	1,3	2,6
$U/K \times 10^4$	1,4	3,2	1,3	1,4	0,7	0,7
Sr^{87}/Sr^{86}	0,712	0,712	0,711	0,711	0,762	0,773

NOCKOLDS et ALLEN considèrent cependant comme improbable le fait que les magmas doléritiques de l'Antarctique et de la Tasmanie soient issus de roches corticales ; ils en attribuent les caractéristiques géochimiques à la contamination (sans doute sélective) du magma issu du manteau par des matériaux fortement

granitiques de l'écorce.

La similitude des dolérites de l'Antarctique et de celles de Tasmanie, d'une part, et la similitude qui s'observe entre les tholéiites du Karroo et de Serra Geral, d'autre part, indiquerait l'existence de deux grandes provinces magmatiques. Ce qui vient d'être dit pourrait constituer un élément important dans l'étude de la dérive des continents, si l'on interprète la similitude du magmatisme comme un indice du probable voisinage, dans l'espace, de ces masses continentales.

B - LES ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI ET DE L'ANTARCTIQUE OCCIDENTAL

Les plus anciennes roches du territoire constituent le soubassement métamorphique, dont l'âge est considéré comme étant paléozoïque, et, en partie, précambrien. Sur ce complexe qui affleure principalement dans la Cordillère de la Côte, apparaissent des roches paléozoïques, plus ou moins métamorphiques, dont le dépôt s'est effectué dans un milieu géosynclinal. A la fin du Paléozoïque se produisit une phase orogénique qui fut accompagnée d'un cyle intrusif granitique et d'un vaste volcanisme rhyolitique. Le relief continental réalisé fut détruit au Trias engendrant une grande plateforme continentale sur laquelle se produisirent plusieurs transgressions marines, et où se dispersèrent d'importants volumes de roches volcaniques acides.

Au cours du Trias Moyen, se produisit l'enfoncement rapide de la côte avec dépôt de flysch. Jusqu'au jurassique, et localement, cette sédimentation se poursuivit sans discontinuité. C'est la période au cours de laquelle s'est développé un bassin géosynclinal en forme de golfe, ouvert vers le NW (Munoz Cristi, 1968).

Le géosynclinal andin évolue jusqu'au Tertiaire inférieur, en occupant la marge occidentale du Continent sur 5000 km, en direction N-S et 100 km en largeur. Les épaisseurs compilées de ses formations atteignent 30 km dans le Chili Central. On considère que le géosynclinal s'étend vers le S jusqu'au parallèle 41°, où il est limité par le géosynclinal de Magellan. Ce dernier s'est développé du Jurassique supérieur au Miocène. Il présente des séquences marines ininterrrompues.

La structure du géosynclinal andin est relativement simple. Dans sa partie occidentale, considérée eugéosynclinale, et limitée par des chaînes d'îles volcaniques, prédominent les dépôts de laves et de pyroclastes ; tandis que la partie orientale bordée par la masse continentale, se caractérise par des sédiments marins fossilifères, clastiques et chimiques, de type mio-géosynclinal. La forme et l'extension du bassin a varié au cours du temps ; son plus grand développement s'est manifesté au Jurassique. Au Crétacé inférieur, il dévie vers l'Ouest, au nord du parallèle 24° ; et, au Crétacé supérieur, il reprend sa position N-S originale, mais avec une largeur moyenne moindre.

L'évolution du géosynclinal, dans la partie occidentale du bassin, pendant le Jurassique et le Crétacé, est illustrée, en ce qui concerne le Chili central, par l'étude de THOMAS (1958), qui décrit les formations de la Cordillère de la Côte, entre les latitudes 32°30'. L'auteur distingue 9 formations, disposées en une structure monoclinale avec plongement à l'E (où affleurent les strates plus jeunes), dont les épaisseurs totalisent 23 km. Par ordre d'ancienneté, ce sont :

Formation La Ligua, trias supérieur (850 m de kératophyres, porphyres et sédiments clastiques) ; F. Quebrada del Pobre, lias (1000 m de sédiments marins fos-

Fosse Géosynclinale

FIG. 4.- LE GÉOSYNCLINAL ANDIN

Corvalán 1965, p.p. 56, 64 et 66.
Levi, 1968.

silifères) ; F. Ajial, lias supérieur-bajocien inférieur : (700 m de kératophyres avec leurs brèches) ; F. Mélon, bajocien (5300 m de sédiments marins, laves et pyroclastes kératophyriques) ; F. Pachacama, malm, (1000 m de tufs et de brèches).

A la fin du malm (Kiméridgien) se produisit l'orogenèse jurassique, accompagnée d'un cycle intrusif dont les affleurements forment une frange N-S, proche de la côte actuelle. La mer se retire du bassin, et ne revient qu'au Tithonique. Dans l'aire du profil décrit, s'est déposée la F. Lo Prado, du Néocomien, constituée par 850 m de sédiments marins et continentaux, intercalés entre des andésites et des kératophyres (analyses Bl-17, 19, 66, 619, 625, 631, 811).

A la fin du Néocomien, la mer se retire en raison de mouvements tectoniques ascendants et les dépôts suivants s'effectuent en milieu continental. Dans le même profil, apparaît la F. Veta Negra, à l'aptien-albien, faite de 6000 m de roches volcaniques andésitiques et de sédiments. Sa partie supérieure, Ocoa, à 4000 m de coulées andésitiques (ocoites à cristaux de plagioclase de 0,8 - 3 cm, dans une masse microphanéritique à aphanitique) et de minces intercalations sédimentaires (analyses : A-967, A-987, BL-7a_1, 7a_2, 131, 178, 246, 250, 251, 254, 283, 448, 449, 450, 451, 452, 652, 657, 669, 712).

La F. Las Chilcas, du Cénomanien-Turonien, présente 6500 m de roches volcaniques andésitiques et de sédiments. Enfin, la F. Lo Valle, du Sénonien moyen correspond à 600 m de roches volcaniques de types variés et à des sédiments.

Le métamorphisme de charge, dans les formations Lo Prado et Veta Negra, et dans les "Strates de Peralillo", a été décrit par B. LEVI (1968) le long d'un profil situé à l'W de Santiago. A la latitude 33°25', Lo Prado comprend 2000 m d'épanchements ignimbritiques acides et des sédiments continentaux et marins ; et la Veta Negra, 7000 m de laves et de pyroclastes andésitiques, en y incluant les ocoites et les intercalations de sédiments continentaux. Les 950 m de base de la F. Lo Prado présentent un métamorphisme de charge du faciès des schistes verts, tandis que sa partie supérieure et les strates de Veta Negra sont affectés par un métamorphisme décroissant du faciès zéolitique. Les limites entre faciès sont parallèles à la stratification, et les rapports entre eux sont similaires à ceux décrits pour le métamorphisme de charge d'Australie et de Nouvelle-Zélande.

Les schémas d'altération dépendent :

1) de la profondeur stratigraphique

2) de la position dans chaque coulée, puisque la partie basale non versiculaire a peu ou pas d'altération ; celle-ci est confinée aux parties, moyenne et supérieure, amygdalaires. L'altération minéralogique des andésites est accompagnée de changements chimiques. Dans chaque coulée existe un gradient chimique, défini, depuis la base au sommet, par l'augmentation de Na et K ; la diminution de Ca ; l'augmentation du rapport Fe^{+3}/Fe^{+2}, bien que la somme $Fe^{+3} + Fe^{+2}$ se maintienne constante ; et l'augmentation de Co_2 et de H_2O (analyses : BL-448, 449, 451, 452).

Les dépôts de la partie orientale du bassin (mio-géosynclinal) affleurent

au Chili central et sud, dans la Cordillère des Andes ; et la plus grande partie du Jurassique marin apparaît en territoire argentin. Les premiers affleurements de la partie andine chilienne correpondent à des formations marines régressives de l'ordovicien. Ces séquences présentent une direction NS et un prolongement à l'W tel que les couches plus jeunes affleurent vers l'occident (Fig. 2).

L. AGUIRRE (1960) a établi, pour la région andine comprise entre les latitudes 32°6' la stratigraphie suivante :

F. Lagunilla, Oxfordien-kiméridgien, 1500 m de dépôts marins régressifs et continentaux, y compris 100 m de gypse à la partie moyenne ; F. San José, Valanginien, 700 m de calcaires marins, correspondant à la phase géosynclinale du Crétacé inférieur ; F. Cristo Redentor, Hauterivien et Cénomanien, 1800 m de sédiments clastiques continentaux. La sédimentation s'interrompt dans ce niveau, en raison d'un épisode orogénique suivi d'intenses érosions. Sur le relief apparu, se dépose la F. Abanico, du Cénomanien-Coniacien, avec 4000 m d'andésites, de trachytes, de pyroclastes et de sédiments continentaux (analyses : A-208, 225, 263).

Une phase poussée orogénique engendre le plissement et l'érosion des séquences décrites ; et cet épisode est suivi par la mise en place d'andésites, de basaltes, de rhyolites, de pyroclastes et de sédiments continentaux. Ces formations affleurent actuellement en position suborizontale (analyse : A-248, 407, 439, 427, 332, 347, 393, 409, U-50, U-922, U-9-32, U-9-40).

En ce qui concerne le parallèle 33°S, J. JAROS et J. ZELMAN, 1969, décrivent la discordance angulaire entre Abanico et Farellones. A cette latitude, Albanico est constitué par des roches effusives et sédimento-volcaniques, dans la proportion de 1 pour 3 ; tandis que, en Farellones, ce rapport est de 1 pour 12. La formation inclue, en outre, de nombreux épanchements ignimbritiques.

Entre les latitudes de 33°45' et 33°55', O. GONZALES (1963) a donné un profil similaire à celui présenté par L. AGUIRRE ; à quelques différences près de faciès et d'épaisseurs.

M. VERGARA (1969) a décrit la séquence stratigraphique de la région andine à la latitude 34°30'. F. Rio Damas, jurassique supérieur, 5540 m de sédiments continentaux et d'effusifs andésitiques ; F. Baños del Flaco, crétacé inférieur, 800 m de sédiments marins fossilifères ; F. Colimapu, crétacé moyen à supérieur, 300 m de sédiments continentaux avec intercalations volcaniques andésitiques. F. Abanico, crétacé supérieur, 6000 m de roches effusives et volcanico-sédimentaires andésitiques (analyse : T-22).

F. Farellones, crétacé supérieur-tertiaire inférieur : épaisseur non déterminée ; avec roches effusives et sédiments volcaniques de composition rhyolitique et andésitique. Elle repose en discordance sur l'A banico (analyses : T-20, 43, 27).

Bien que dans le crétacé supérieur et dans l'éocène, la mer eut de fréquentes incursions sur la plateforme côtière, celles-ci ne passèrent pas au-delà de la pente occidentale de la Cordillère de la côte, excepté entre les latitudes 37° et 40° S.

W

MASSIF CÔTIER

VALLÉE

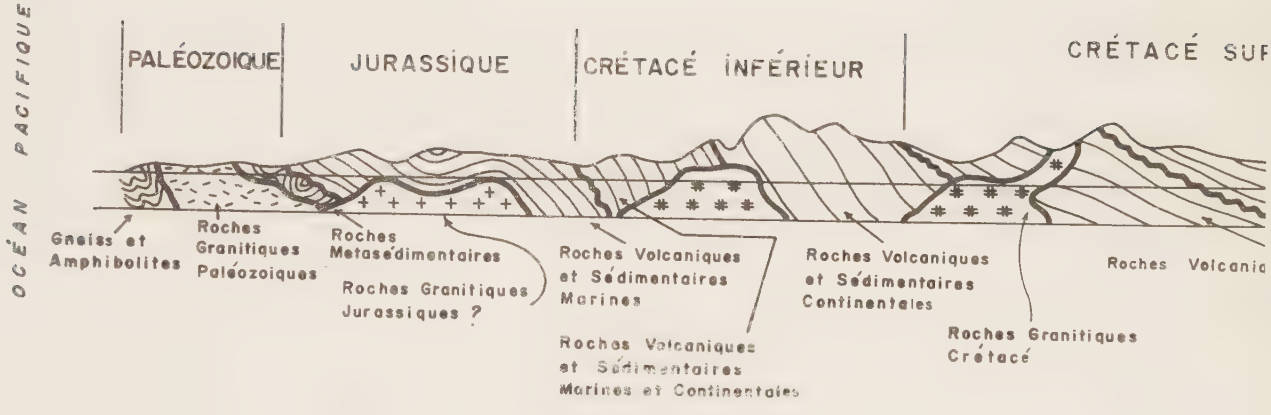


FIG. 5 - PROFIL GÉNÉRALISÉ

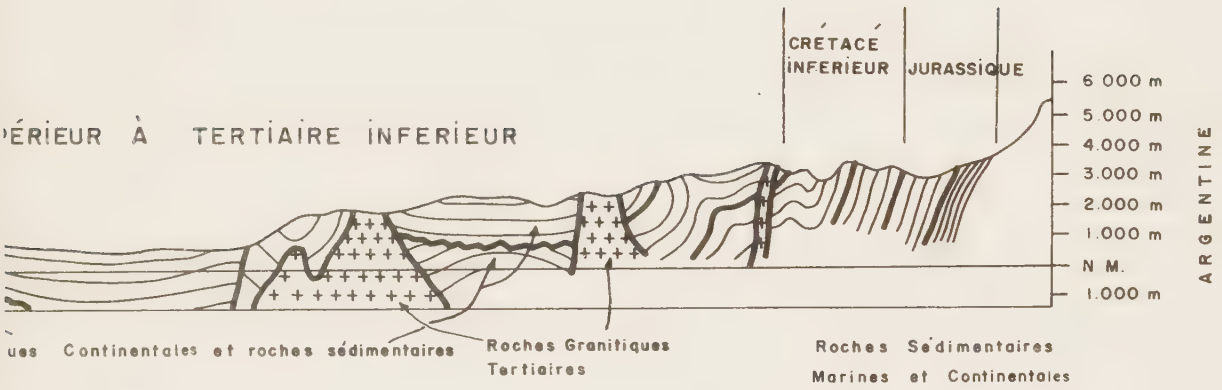
ENTRE LES PARALLELE

Echelle vertic
Echelle horizont

De B. Le

E

CENTRALE MASSIF ANDIN



DU CHILI CENTRAL

S 32° 45' ET 34°00'

ıle 1:250.000
ıle 1:500.000

vi, 1968

Au cours de l'Oligocène, il se produit une tectonique par ascension de blocs ; suivi par une phase d'érosion et de transgression marine, autant sur la plateforme côtière que dans quelques bassins de la Vallée centrale (C. RUIZ, 1965).

En connexion avec les mouvements orogéniques du crétacé supérieur et du tertiaire, de nouveaux corps intrusifs apparaissent. Ceux du crétacé supérieur varient depuis les tonalités jusqu'aux granodiorites ; et sont groupés en une frange, d'orientation NW, adjacente à l'E aux intrusifs jurassiques. Les corps tertiaires apparaissent en plutons de peu d'extension ; quelques-uns en forme de culots ou de filons, dont les caractéristiques morphologiques et de textures correspondent aux intrusifs hypo-abyssaux. Ils contiennent des adamellites, des trondjhemites, et leurs équivalents porphyriques, ainsi que des latites et des dacites, pour les plus petits (RUIZ, 1965).

Depuis le tertiaire supérieur, s'est développé un vaste volcanisme dans la région andine et dans l'Antarctique occidental (O. GONZALEZ, 1970, et O. GONZALEZ et M. VERGARA, 1970).

Au miocène supérieur et au pliocène, les plateaux volcaniques suivants, énumérés, du N au S, par O. GONZALEZ, (1970) sont apparus :

Plateau ignimbritique-rhyolitique, compris entre 15° et 27° S ; dont les âges K-Ar varient entre 18,7 m.a. pour les écoulements de base, à 2,7 m.a. pour les supérieurs. On le rapporte donc au miocène supérieur-pliocène. Il consiste principalement en écoulements d'ignimbrites rhyolitiques produites au long de fissures parallèles à l'axe de la cordillère. La puissance est de l'ordre de 1000 m. Le plateau est en position quasi horizontale par la tectonique de blocs du soulèvement andin (analyses : M-74, 200).

Plateau andésitique, compris entre 32° et 42° S ; il est aussi reconnu comme étant du Miocène supérieur-Pliocène. Les strates pyroclastiques et les laves de composition andésito-basaltique y prédominent. Entre les parallèles 35° et 38° S, il correspond à la F. Cola de Zorro dont l'épaisseur maximum est de 800 m, il est en position quasi horizontale (analyses : Bb-80, 281, 327).

M. VERGARA (information verbale) a étudié les séquences volcaniques andésitico-basaltiques situées au Sud, entre les parallèles 38° et 42° S ; lesquelles pourraient être corrélatives avec la F. Cola de Zorro. Ces séquences sont, en grande partie, couvertes par des sédiments quaternaires de la Vallée Centrale (analyses : T-18, 20, 17, 2, 13, MV-31, 34, 40, 6, 8, 15, 19, 21, 30, GVC-63).

Plateau basaltique : il affleure entre les latitudes 42° et 53° S, particulièrement en territoire argentin. Il comprend des laves et des pyroclastes basaltiques dont les datations K-Ar ont donné des valeurs de $3,2 \pm 1$ m.a., et de $1,7 \pm 0,5$ m.a.

Plateau basaltico-andésitique : dans les îles Shetlands du Sud, (Antarctique) apparaissent de nombreux affleurements de laves et de pyroclastes de même composition. Ils ont été attribués au miocène, en raison de leurs relations stratigraphiques. On les considère comme les restes d'un vaste plateau volcanique qui,

probablement, incluait l'Arc de Scotia (analyses : voir "Iles Shetland, Volcanisme Quaternaire").

Plateau pyroclasitco-basaltique : il affleure entre les longitudes de 100° et de 150° W, tout au long de la Terre de Mary Byrd, Antarctique. On l'a rapporté au miocène, en raison de ses relations stratigraphiques avec les roches mésozoïques des pénéplaines sous-jacentes et grâce aux datations K-Ar des strato-volcans qui le recouvrent.

La période d'activité volcanique des fissures, qui a engendré les plateaux qui viennent d'être décrits, a été suivie par la tectonique de blocs qui a donné la morphologie actuelle de la région andine de l'Amérique et de l'Antarctique Occidentale. Dans le territoire continental du Chili, le horst andin est séparé de la Cordillère de la côte par le graben de la Vallée Centrale, excepté entre les latitudes de 27° et de 33° S.

Dans l'Antarctique, les îles Shetland constituent un horst séparé de la péninsule antarctique par le graben du détroit de Bransfield ; et la Terre de Mary Byrd correspond à un grand horst dont les hauteurs atteignent 2000 m (GONZALEZ, 1970).

Depuis la fin du pliocène, il s'est développé un volcanisme continu dans le horst andin et à la Terre de Mary Byrd. Dans les îles Shetland, ce volcanisme est associé aux zones de fractures, entre ce horst et le graben du détroit de Bransfield. Dans les deux continents, il s'est formé des strato-volcans, cratères et dômes de laves, structures qui s'élèvent de 1000 à 2000 m au-dessus des blocs tectoniques.

Le volcanisme central quaternaire représente uné évolution pétrologique vers des types plus mafiques, par rapport aux plateaux mio-pliocènes qu'il recouvre. Dans les Andes centrales prédominent les andésites à hornblende ; dans les Andes du Sud et dans les Shetland, les basaltes à olivine et les andésites basaltiques. Cependant, à la Terre de Mary Byrd, se présentent autant de basaltes à olivine que de trachytes à anorthoclase.

Le volcanisme des Andes Centrales est contrôlé par des failles en échelon, d'orientation moyenne N 25 E ; et les centres volcaniques se sont déplacés du NE au SW. Leur sommet surpassent les 6000 m.s.n.m. Dans les Andes du Sud, les failles sont orientées N 30° W ; le déplacement est de SE à NW, et les volcans atteignent 4000 m.s.n.m. Dans les Shetland du Sud, le déplacement est de NW au SE ; et la plupart des sommets ne dépassent pas les 300 m.s.n.m. Dans la Terre de Mary Byrd, le déplacement est de N au S ; et les sommets fluctuent entre 3000 et 4000 m.s.n.m.

L'absence d'activité volcanique quaternaire entre les 27° et 33° S coïncide avec l'absence du graben de la Vallée Centrale, à ces mêmes latitudes. E. PEREZ et L. AGUIRRE, 1968, attribuent ce rapport au fait qu'en l'absence des failles normales verticales, qui existent au Nord et au Sud de ces latitudes, cette région présente des failles de type inverse ; ce qui aurait oblitéré les accès magmatiques vers la superficie.

Ensuite, sont à décrire quatre groupes volcaniques quaternaires des Andes et deux régions volcaniques quaternaires de l'Antarctique ; dont il a été effectué des analyses géochimiques, dans le présent travail.

Nevados de Payachata : (Y. KATSUI et O. GONZALEZ, 1968) situés en latitude 18°15', dans l'altiplano andine. Sur le plateau rhyolitique de 4600 m.s.n.m., s'élèvent des strato-volcans andésitiques, pléistocènes et holocènes. Les premiers sont partiellement érodés et quelques-uns, transformés en caldeira. Les volcans dépassent les 6000 m.s.n.m. Leur pétrographie correspond à des andésites à hornblende et à des rhyolites à biotites ; l'indice de Peacok est de 58 (analyses : M-70, 71, 73, 76, 81).

Volcans des Andes de Santiago : (THIELE R. et KATSUI Y., 1969). On comprend là les volcans Tupungato et Tupungatito à la latitude 33°23' S ; et le Marmolejo, à la latitude 33°45'. Ils recouvrent des roches mésozoïques plissées et pénétrées par de petits corps dioritiques. Le plus ancien est le Marmolejo, squelette volcanique de 2400 m dont le faîte atteint 6100 m.s.n.m. ; il est formé par des coulées andésitiques et on l'attribue au pliocène. Les volcans Tunpungato et Tupungatito correspondent au pléistocène inférieur et à l'holocène, respectivement. Ils sont constitués de coulées andésitiques et trachyto-andésitiques ; et leur hauteur sur le niveau de la mer est de 6550 m et 5640 m respectivement. L'indice de Peacock de ces roches, est de 57 (analyses : Y-29, 30, 31, 32).

Laguna del Maule (GONZALEZ O. et VERGARA M. 1968). Situé à la latitude 36° S, il est constitué par des roches volcaniques quaternaires et récentes, dont la topographie est similaire à celle de F. Cola de Zorro. Il comprend :

a) Basaltes de vallée d'âge quaternaire, qui remplissent d'anciennes vallées glaciaires et fluviatiles ; et qui correspondent à des basaltes à pyroxène (analyse M-6).

b) Laves cordées, constituées par des vitrophyres, obsidiennes et ponces récentes (analyses : M-11, Bb-485, 505, 506, 515).

c) Laves en blocs : coulées de basaltes et d'andésites à amphiboles récentes ; quelques-unes ont leur origine dans certains centres volcaniques définis (analyses : M-12a, 12b, 14, 17).

d) Cendres volcaniques : dépôts récents de cendres de composition variant d'acide à intermédiaire.

Groupe volcanique de l'Antuco : (VERGARA M. et KATSUI Y., 1969). Situé dans les Andes du Sud, en latitude 37°25' S, il recouvre le soubassement mésozoïque et est constitué par trois unités d'âges pléistocènes à subactuel. Par âge décroissant :

a) Volcan Sierra Velluda : strato-volcan fortement érodé, constitué par des laves et pyroclastes d'andésites aphyriques, et par des andésites à augite et olivine, et des dacites (analyses KV-114).

b) Volcan Cerro Condor : également très érodé. Ses coulées et ses

pyroclastes correspondent à des andésites et à des porphyrites.

c) Volcan Antuco : il est postérieur à l'érosion glaciaire de Cerro Condor ; il est formé de deux unités strato-volcaniques : la somma et le cône central. Les deux sont formés par des laves et des pyroclastes d'andésites basaltiques à olivine et à clinopyroxène. Sa hauteur est de 2950 m.s.n.m. ; il domine de 1000 m le soubassement. La dernière éruption date de 1861, et la dernière émission de fumée, de 1929. Actuellement, il existe une activité fumerollienne (analyses : KV-139, 140, 126, 133, 137).

Iles Shetland du Sud, Antarctique : (O. GONZALEZ et Y. KATZUI, 1970). Elles possèdent des affleurements, du plateau miocène basaltico-andésitique et d'un volcanisme quaternaire. Ce dernier comprend des basaltes, des andésites basaltiques à olivine, des andésites et des dacites qui correspondent à la série des basaltes riches en alumine et en sodium. L'indice de Peacok est environ de 56,5. Les auteurs ont étudié les localités suivantes, du nord au sud :

- Ile Bridgeman (62°04' S, 56°55'). Petite île volcanique de 900 x 600 m et 240 m de hauteur, aux rivages escarpés. Elle constitue le reste d'un strato-volcan Plio-pléistocène, fortement érodé. Y prédominent des andésites à augite et à olivine.

Iles Pingüinos (62°06' S ; 57°53' W). Petit strato-volcan constitué par un cône central et deux cratères parasites d'explosion, tous trois alignés, NE-SW, direction parallèle au détroit de Bransfield. Il comprend des laves et des pyroclastes de basalte à olivine (analyse A-260).

- Ile du Roi Georges, Caleta Potter (62°14' S, 58°39' W). Les séquences volcaniques de l'aire étudiée correspondent à des laves et à des pyroclastes andésitiques, attribués au miocène moyen (analyse A-270).

- Ile Robert : Péninsule Copper Mine (62°24' S, 59°30' W). Situé dans le centre de l'archipel, elle mesure 16 km de longueur sur 10 km de large ; et est couverte, à 90 %, par une calotte de glace. Sa hauteur est de 240 m. L'aire étudiée se trouve à l'W de l'île ; seule région qui présente des affleurements étendus. Elle présente la F. Copper Mine, ensemble de laves et de pyroclastes de composition basaltique à andésitico-basaltique, attribué au miocène inférieur (analyses A-293, 285, 298, 294).

- Ile Livingston, Péninsule Byers (62°37' S ; 61°15' W). L'île s'étend sur 76 km, en direction E-W ; et sa largeur varie entre 6 et 31 km.

L'aire étudiée se trouve à l'extrémité W de l'île ; y affleure des sédiments clastiques continentaux mésozoïques, avec intercalations volcaniques insinuées en apophyses dioritiques, en filons-couches, et en filons de composition doléritique. Les corps doléritiques font partie de la série intrusive, et peuvent être en relation avec l'activité volcanique miocène (analyses : A-304, 321).

- Ile Déception (62°57' S ; 60°30' W). Située dans le détroit de Bransfield c'est une île volcanique du type caldeira, en forme de fer à cheval, de 14 km et 8 km de diamètres externe et interne respectivement ; elle a 300 km de hauteur. Son origine est due à l'évolution d'un strato-volcan composé, dans lequel

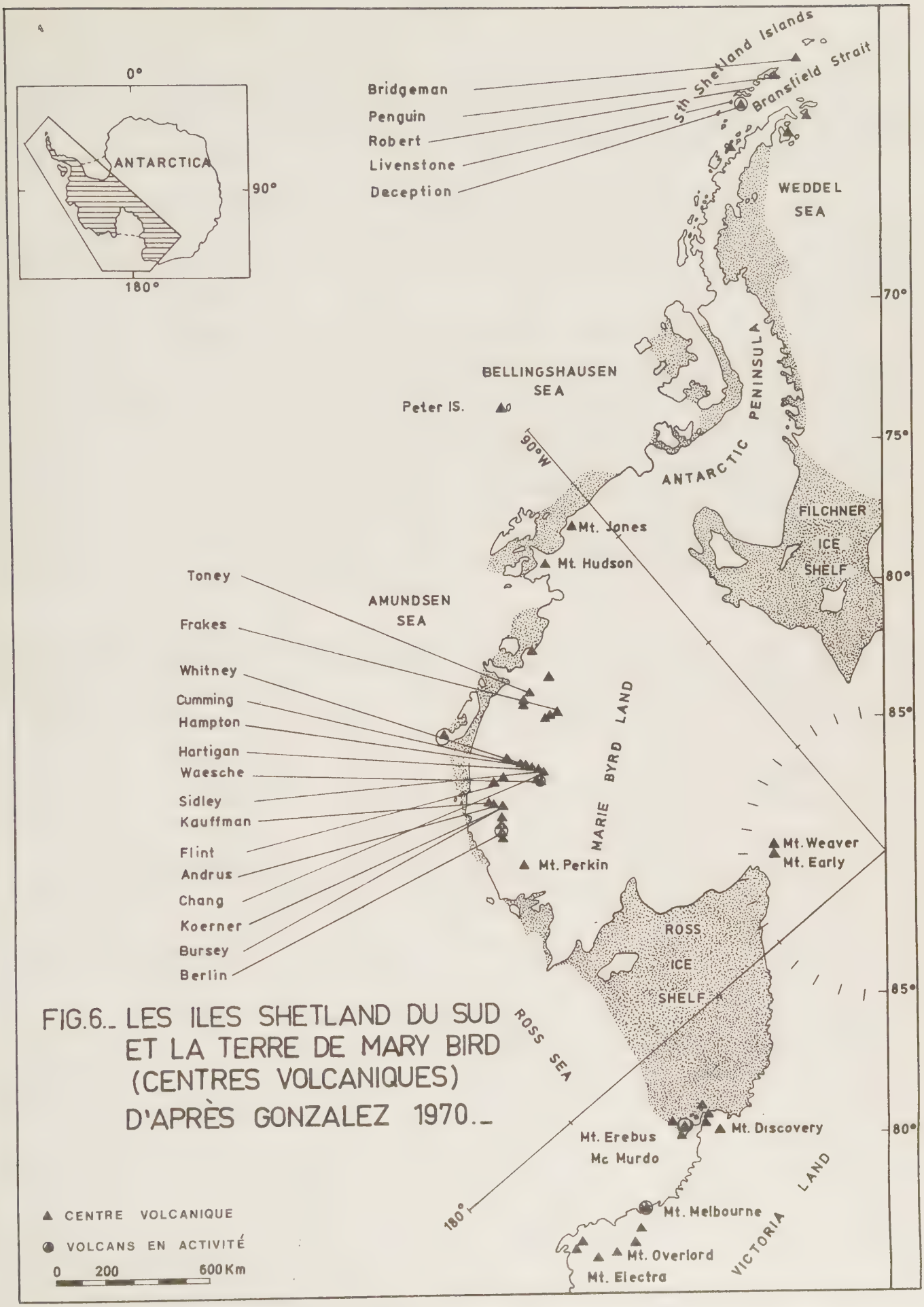


FIG.6.- LES ILES SHETLAND DU SUD ET LA TERRE DE MARY BIRD (CENTRES VOLCANIQUES) D'APRÈS GONZALEZ 1970.-

se forma la caldeira à la suite d'une éruption de pyroclastes. Pétrographiquement laves et pyroclastes ont la composition de basaltes à olivine, d'andésites basaltiques et de dacites. L'éruption du 4-XII-67 a donné origine à une île de pyroclastes dans la partie N de la Baie ; cette île compte 4 cratères alignés et un maar (analyses : A-244, 354, 356).

- Ile Brabante (64°17' S ; 62°20' W). Située dans le Détroit de Palmer, elle mesure 57 km de longueur et 22 km de large. Sa plus grande hauteur est de 2522 m.s.n.m. (Mont Perry). Les glaciers la recouvrent à 90 %. Son volcanisme, pléistocène, basaltique, apparaît sur un complexe de roches stratifiées, fortement plissées et érodées.

- Terre de Mary Byrd (GONZALEZ O. 1970). Les roches les plus anciennes de cette partie de l'Antarctique occidentale constituent un complexe mésozoïque plissé et pénéplanisé sur lequel s'est déposé le plateau pyroclastico-basaltique du Miocène supérieur. Le volcanisme plio-pléistocène, se dispose en deux franges E-W, aux latitudes 76° S et 78° S (voir Fig. 3). On y a reconnu 28 stratovolcans, desquels on compte 19 cratères ; et 29 centres secondaires, groupés en 15 centres volcaniques disposés sur des fractures NS et EW, fractures qui ont changé vers le N-S. La frange volcanique du 76° S se caractérise par des émissions de basalte à olivine et de trachytes. Ces derniers prédominent sous forme de blocs de laves. Sont également fréquentes les coulées vitreuses, avec d'abondantes intercalations de socle. Analyses :

Echantillon	Volcan	Echantillon	Volcan	Echantillon	Volcan
06-235	Toney	-37	Andrus	-149	Chang
-110	Whitney	-39	Andrus	- 8	Bursey
-146	Cummings	-40	Andrus	- 10	Bursey
-177	Hartigan	-52	Andrus	- 11	Bursey
- 34	Kauffman	-56	Andrus	- 21	Bursey
- 93	Flint	-58	Andrus	- 46	Berlin
		-87	Andrus		

La ligne la plus australe, à 150 km de l'antérieure, est formé par les volcans Hampton, Waesche, Sidley, Rees, Steere et Frakes. Y prédominent les basaltes picritiques avec abondants nodules et inclusions ultrabasiques qui ont jusqu'à 30 cm de diamètre ; ces basaltes alternent avec des coulées de cristaux d'anorthoclase atteignant 10 cm de longueur.

Analyses :

Echantillon	Volcan	Echantillon	Volcan	Echantillon	Volcan
06-224	Frakes	-147	Hampton	-161	Sidley
-124	Hampton	-165	Waesche	-188	Sidley
-141	Hampton	-168	Waesche		

L'indice de Peacock, des roches volcaniques plio-pléistocènes de la Terre de Mary Byrd, est de 46,5. Ses rapports Sr^{87}/Sr^{86} et la nature de ses inclusions ultramafiques indiquent une origine profonde du magma.

Les roches volcaniques et les gisements minéraux du Chili.

Il existe une importante minéralisation stratiforme, spécialement riche en cuivre, associée aux roches volcaniques du Chili.

Cette relation a été mise en évidence par C. RUIZ (1965) qui distingue quatre phases principales de minéralisation associée au volcanisme :

a) Volcanisme initial du Géosynclinal jurassique (Dogger et (ou) Malm). Effusions, au moins en partie à l'air libre. Gisement de cuivre d'imprégnation des coulées andésitiques.

b) Volcanisme andésitique et trachytique, principalement sous-marin, du bassin géosynclinal en régression, du crétacé inférieur. Gisements de cuivre d'imprégnation des coulées volcaniques et des calcaires marins ; et gisements de manganèse dans les sables volcaniques, andésites et calcaires marins.

c) Volcanisme andésitique associé à des sédiments continentaux, de l'Aptien-Albien. Gisements de cuivre et de manganèse dans les andésites et les sédiments continentaux.

d) Volcanisme rhyolitique et dacitique superficiel, du Crétacé supérieur au Tertiaire inférieur. Gisements de cuivre dans les tufs ignimbritiques, rhyolitiques et dacitiques.

Il est important d'établir le rapport géochimique de ces gisements (considérés, en grande partie, syngénétiques), avec les roches volcaniques associées ; et, de même, d'étudier le métamorphisme et le déplacement qui, probablement, les a affectés au cours des phases tectoniques et intrusives du Géosynclinal Andin.

FIG. 7._ LEGENDE DES CARTES GEOLOGIQUES

(D'APRÈS I.I.G. – 1968)

Qap	Quaternaire et en Partie Tertiaire. Sédiments Détritiques.
Qv	Quaternaire. Roches volcaniques. Andésites et basaltes.
Qvr	Quaternaire. Roches volcaniques Ignimbrites.
TTp	Pliocène. Roches sédimentaires marines.
TTmp	Miocène et Pliocène. Roches sédimentaires marines et continentales
TTsc	Miocène et Pliocène. Roches sédimentaires continentales
TTva	Miocène et Pliocène. Roches volcaniques: andésites et basaltes
TTvr	Miocène et Pliocène. Roches volcaniques: ignimbrites
TTem	Éocène et Miocène. Roches sédimentaires marines et continentales
TTpo	Paleocène et Oligocène. Roches sédimentaires marines
TTic	Tertiaire inférieur. Roches sédimentaires continentales
Ksc	Crétacé supérieur et Tertiaire inférieur Roches volcaniques (rhyolites – basaltes) et roches sédimentaires continentales
Ksm	Crétacé supérieur. Roches sédimentaires marines.
Ki	Cretacé inférieur Roches sédimentaires marines et intercalation des andésites et kératophyres.
Jv	Lias supérieur et Malm. Roches volcaniques (andésites) continentales
Jm	Lias inférieur et Malm. Roches sédimentaires marines.
Jmv	Lias inférieur et Malm. Roches sédimentaires marines et intercalations des andésites et kératophyres
Tr	Trias moyen et supérieur; Roches sédimentaires marines et continentales et roches volcaniques acides
Trc	Trias moyen et supérieur: Roches sédimentaires continentales et roches volcaniques acides
Pzc	Carbonifère et Permien: Roches sédimentaires et métamorphiques
Pzv	Paléozoique supérieur: Rhyolites
Pz	Paléozoïque inférieur et supérieur: Roches sédimentaires et métamorphiques
PPe	Paléozoique et Précambrien: Roches métamorphiques
TTg	Tertiaire inférieur: Roches granitiques
KTg	Crétacé et Tertiaire: Roches granitiques
Kg	Crétacé : Roches granitiques
JKg	Jurassique et Crétacé Roches granitiques
Jg	Jurassique : Roches granitiques
Pzg	Paléozoïque : Roches granitiques

70°

FIG. 8._ LOCALISATION DES ECHANTILLON
(Roches Volcaniques)

18°

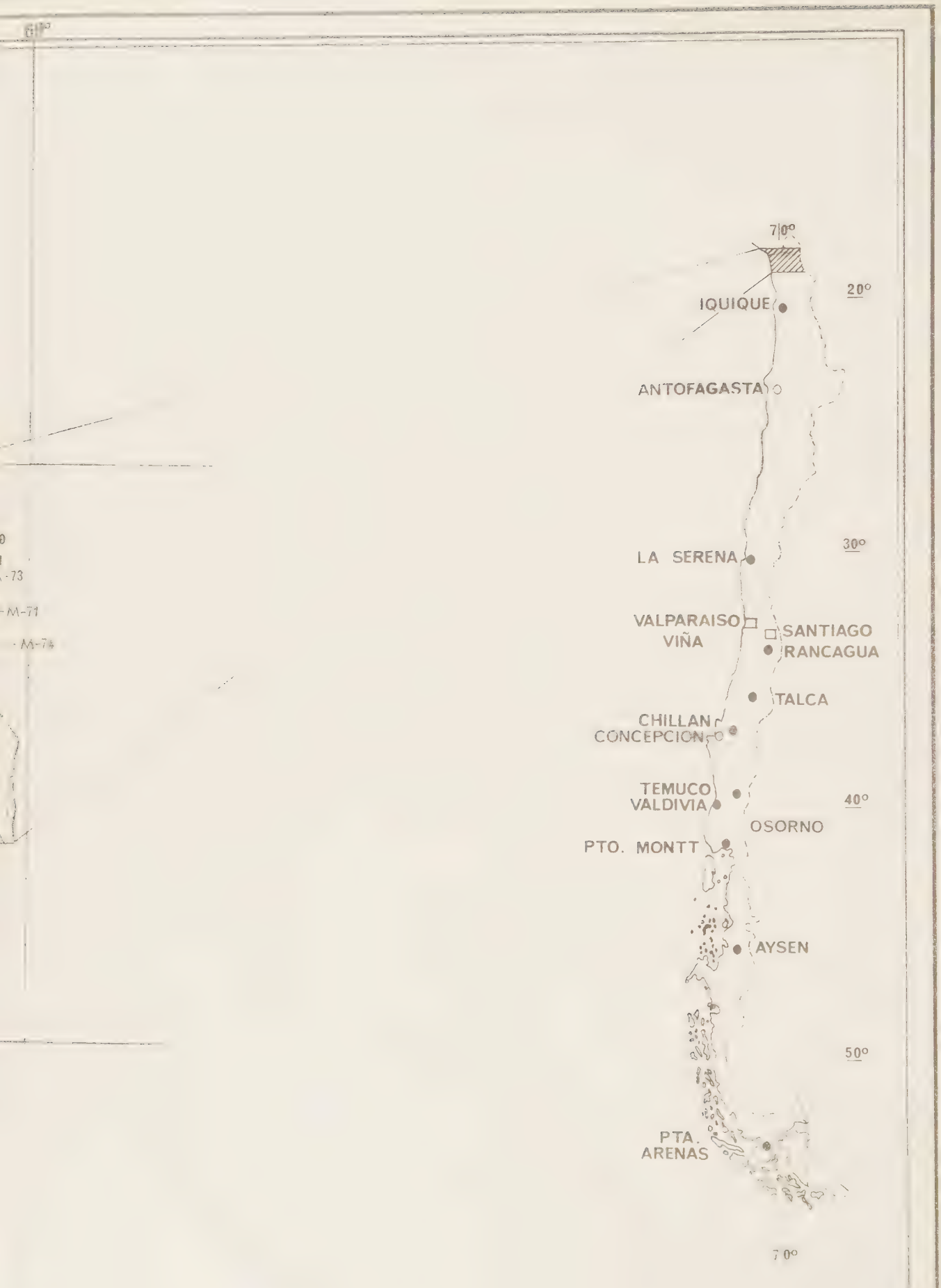
19°

Échelle 1:1000 000

D'après La Carte Géologique du Chili

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS. SANTIAG

70°


70°
20°
IQUIQUE
ANTOFAGASTA
30°
LA SERENA
VALPARAISO
VIÑA
SANTIAGO
RANCAGUA
TALCA
CHILLAN
CONCEPCION
TEMUCO
VALDIVIA
40°
OSORNO
PTO. MONTT
AYSEN
50°
PTA.
ARENAS
70°

1968..

72°
71°
Ksc 2
TTg
A-225
A-248
Ksc
JKg
BL 7α1,7α2
Ki
Ksc 2
A-332
A-4
BL-17, 19, 66
Jmv
A-967
A-263
A-3
TTp
A-987
A-407
SAN FELIPE
A-208
TTg
Pzg
Qap
Jmv
Qap
LOS ANDES
RIO
Ksc 2
Ksc 1
ACONCAGUA
QUILLOTA
Kg
Pzg
VINA DEL MAR
VALPARAISO
TTg
PPe
Ki
TTg
U
Ksc 2
Pz
Ksc1
Ksc1
Ksc1
Qap
Kg
BL-178→BL-811
SANTIAGO
Ksc 1
Ki
Kg
PPe
Pzg
SAN ANTONIO
Ksc
SAN BERNARDO
Kg
Pzg
Pzg
MELIPILLA
TALAGANTE
Ksc1
Qap
RIO MAIPO
BUIN
TTem
Qap
Ki
Kg
TTg
TTem
Kg
Kg
Ksc
RIO RAPEL
TTem
Pzg
Kg
RANCAGUA
Ksc 2
Pzg
Qap
Ksc 2
PPe
Kg
RENGO
Kg
SAN VICENTE
Qap
Ksc2
Pzg
T-27
SAN FERNANDO
SANTA CRUZ
Qap
Pzg
Ki
T-43
Ksc2
T-20
Ksc1
PPe

FIG. 9._LOCALISATION DES ECHANTILLONS

Échelle 1 : 1000 000

D'après La Carte Géologique du Chili

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS.SANTIAGO 1968..

FIG. 10_LOCALISATIO

Échelle 1:1000 000

D'après La Carte G

INSTITUTO DE INVE

N DES ÉCHANTILLONS

éologique du Chili

STIGACIONES GEOLOGICAS. SANTIAGO 1968.

FIG. 11_LOCALISATION DES ÉCHANTILL

Échelle 1:1000.000

D'après La Carte Géologique du Chili

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES GEOLOGICAS.SANTIA

71°

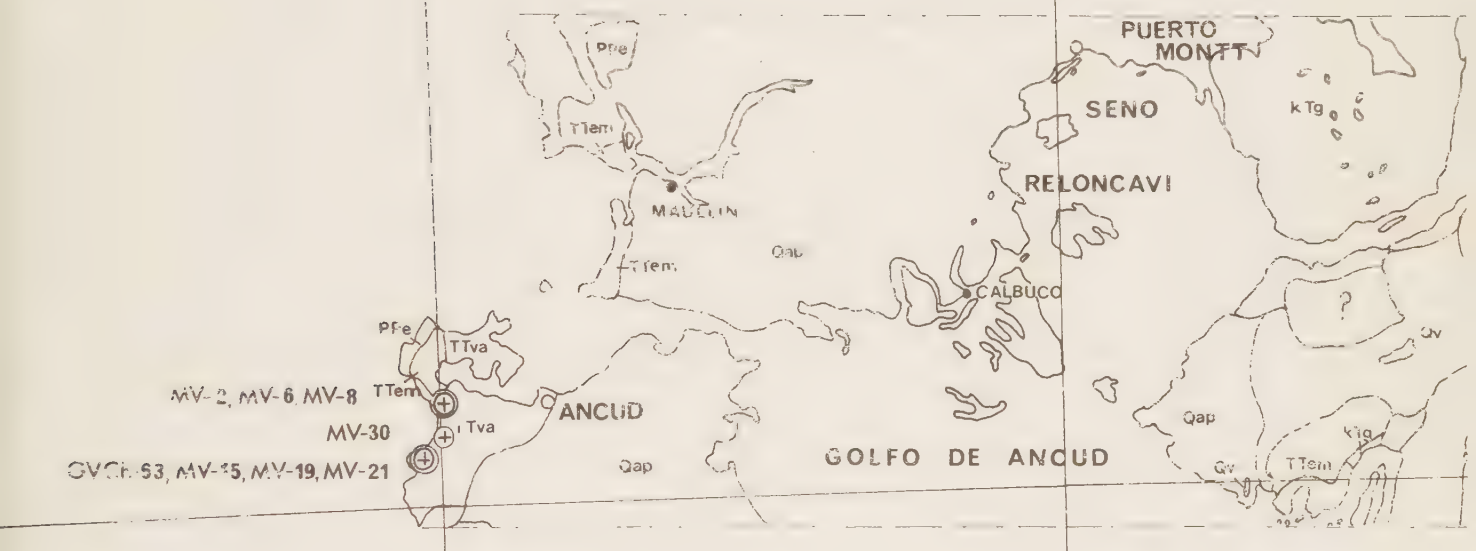
.ONS

GO 1968.-

74°

73°

FIG. 12_LOCALISATION



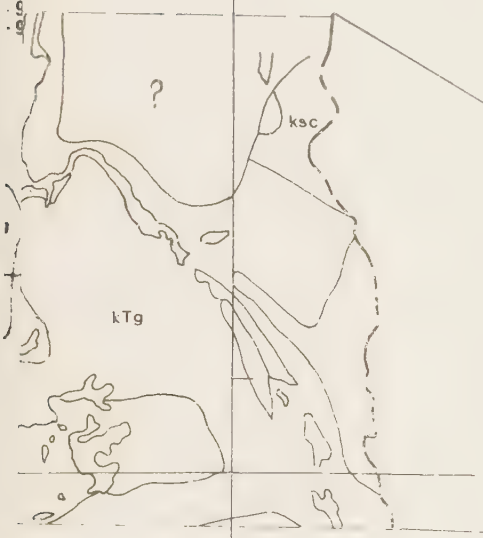
Échelle 1 : 1000 000

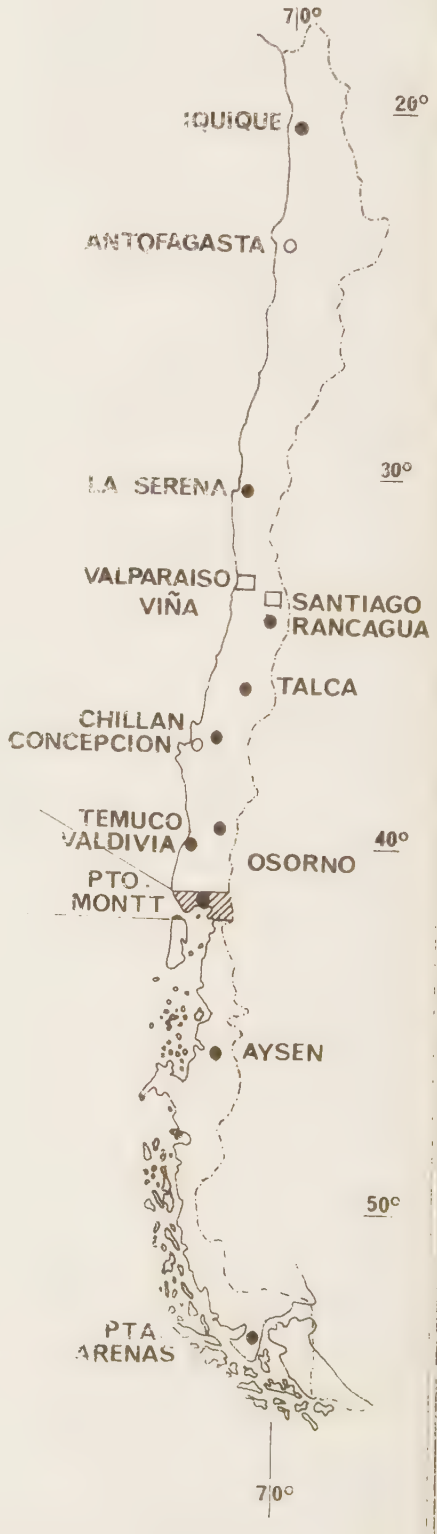
D'après La Carte Géologi

INSTITUTO DE INVESTIGA

72°

DES ÉCHANTILLONS





que du Chili

CIONES GEOLOGICAS.SANTIAGO 1968..

C - GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI ET DE L'ANTARCTIQUE OCCIDENTAL

INTRODUCTION

L'étude comprend 87 échantillons du territoire continental chilien, 12 échantillons des Iles Shetland du Sud, Antarctique, et 27 échantillons de la Terre de Mary Byrd, Antarctique occidental. Tous ces échantillons ont été recueillis par différents géologues.

En fonction de leur âge et de leur localité, ils ont été séparés dans les groupes suivants :

Groupe 1 : Formation Lo Prado (Crétacé inférieur)

2 : Formation Veta Negra (Crétacé inférieur à moyen)

3 : Formation Abanico (Crétacé supérieur)

4 : Formation Farellones (Crétacé supérieur - Tertiaire inférieur)

5 : Comprend les groupes 1, 2, 3 et 4

6 : Formation Cola de Zorro (Miocène)

7 : Plateau Volcanique des Iles Shetland du Sud (Miocène)

8 : Groupe volcanique du Marmolejo (Pliocène)

9 : Comprend les groupes 6, 7 et 8, plus des ignimbrites du Pliocène

10 : Groupe volcanique des Payachatas (Quaternaire).

11 : Groupe volcanique de la Laguna del Maule (Quaternaire)

12 : Groupe volcanique de l'Antuco (Quaternaire)

13 : Volcanisme quaternaire des Iles Shetland du Sud

14 : Comprend les groupes 10, 11, 12 et 13

15 : Volcanisme de la Terre de Mary Byrd, Ligne N (Plio-pléistocène)

16 : Volcanisme de la Terre de Mary Byrd, Ligne S (Plio-pléistocène)

17 : Comprend les groupes 15 et 16

ANALYSE STATISTIQUE

Le traitement mathématique des valeurs obtenues, inclut le calcul de la moyenne arithmétique, écart moyen, cœfficient de corrélation et équation de régression. Comme paramètre de référence, fut défini un indice de différenti-

ation (I.D.) égal à :

$$I.D. = \frac{Ca + Mg}{Si/3 + K} \times 100$$

Cet indice de différentiation est une modification de celui de NOCKOLDS et ALLEN (1953) :

$$Si/3 + K - (Ca + Mg)$$

Il a été adopté parce qu'il donne des chiffres positifs, ce qui est plus convenable pour le travail avec l'ordinateur.

Les roches chiliennes dont le I.D. est compris entre 25 et 100, correspondent à celles classées pétrographiquement comme andésites (I). Celles d'indice inférieur à 25 (SK) correspondent principalement aux dacites, rhyolites et trachytes ; tandis que celles dont l'indice est supérieur à 100 (CM) consistent en andésites basaltiques et basaltes. Ces chiffres ont permis de définir 3 sous-groupes, SK, I et CM, qui ont été traités séparément.

Les résultats se présentent graphiquement au moyen d'histogrammes et de droites de régression. Les histogrammes indiquent la distribution de concentrations des éléments mineurs, et en traces, dans chaque groupe d'échantillons. Les intervalles de concentration figurent en échelle logarithmique, de manière à pouvoir inclure les valeurs les plus hautes sans nécessité d'employer d'intervalles trop amples dans les rangs bas et moyens. La fréquence d'échantillons de chaque type, dans chaque intervalle, est représentée en pourcentages dans l'échelle des ordonnées.

Les cœfficients de corrélation pour les éléments de chaque groupe, et les équations de régression linéaire qui mettent en rapport les éléments mineurs et en traces avec les éléments majeurs et avec l'indice de différentiation, furent calculés à l'aide de l'ordinateur I.B.M. - 360 de la Faculté des Sciences Physiques et Mathématiques de l'Université du Chili. Par le même procédé, il nous fut possible d'obtenir la déviation standard, ou "bande de confiance", pour chaque équation.

DISCUSSION DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

Les valeurs de concentration des éléments chimiques, et les paramètres distincts obtenus du traitement mathématique de ces renseignement, se présentent en tableaux numériques, et en graphiques. En conséquence, on essayera de ne pas répéter ces chiffres, et de discuter seulement les relations de plus grand intérêt que présentent les valeurs, dans les différents groupes et sous-groupes ; ainsi que leur possible interprétation géologique.

ELEMENTS MAJEURS

La composition chimique des andésites chiliennes est intéressante tant par l'importance pétrologique et tectonique de ces roches, que par sa prépondérance dans le volcanisme ancien et moderne du pays. De la comparaison des andésites crétacées, tertiaires et quaternaires du Chili considérées dans cette étude, avec l'andésite moyen - terme de DALY et les chiffres moyens donnés par CHAYES (1968), pour les andésites cénozoïques, il ressort les conlusions suivantes :

Le contenu de Si des andésites chiliennes est inférieur à celui de celles de DALY et de CHAYES ; tandis que leur contenu de Na est supérieur. Les andésites chiliennes ont plus de Mg que celles de DALY ; plus de K et moins de Ca que celles de CHAYES.

Les andésites chiliennes plus jeunes sont progressivement plus riches en Na, et plus pauvres en Fe^{+3} et en K :

	Na/K	Fe^3/Fe^2
Andésites crétacées	1,35	1,09
Andésites tertiaires	1,52	1,05
Andésites quaternaires	2,26	0,52

ELEMENTS MINEURS

Phosphore

La distribution du P est quelconque dans les roches crétaciques et tertiaires. L'élément ne présente pas de corrélations significatives avec l'indice de différentiation, ni avec d'autres éléments. Dans les roches quaternaires, il y a corrélation significative et positive avec le Ti. Cette corrélation, indiquée par VOGT (1931), serait dûe au fait que l'ilménite, le sphène et l'apatite tendent à se séparer du magma dans des conditions semblables (RANKAMA et SAHAMA, 1942).

Bien que la relation du P avec le Si soit peu définie, il y a, en général, de plus grandes concentrations de P dans les roches de moindre contenu de Si. La distribution du P dans les groupes et sous-groupes 2, 5I, 6, 9, 13, 14-ICM et 17-ICM présente un aspect lognormal.

La concentration du P dans les groupes composés (5, 9, 14 et 17), montre les caractéristiques suivantes :

- similaires concentrations moyennes dans les sous-groupes 5 SK et 9 SK (800 ppm) ; et dans les sous-groupes 14 SK et 17 SK.

- les sous-groupes intermédiaires 6-5 I, 9 I et 14 I ont des contenus semblables (400 ppm) ; et très différents du 17 I (3250 ppm). De la même manière,

9 CM et 14 CM ont des concentrations de l'ordre de 1100 ppm ; tandis que, dans les roches basiques de Mary Byrd (17 CM), la moyenne est de 4000 ppm : ce qui est normal dans le cas de roches alcalines basiques comme celles de ce groupe. Le contenu de P de ces roches est spécialement haut dans les roches intermédiaires et basiques de la ligne nord de volcans (5000 ppm).

Titane

La répartition du Ti est très similaire à celle décrite pour le P. Sa corrélation négative avec le Si, et positive par rapport au I.D., apparaît clairement dans les analyses de roches quaternaires (excepté dans les groupes 12 et 13). Elle est très significative dans les échantillons de Mary Byrd. Dans les roches tertiaires et crétacées, la corrélation avec le Si est moyenne ; et la corrélation avec le I.D., mauvaise. La distribution de fréquences des groupes 6, 11 et 13 est, apparemment lognormale ; et, dans le second de ces groupes, identique à celle du P.

De l'observation des graphiques Ti-I.D. et Ti-Si, on constate un contenu croissant de Ti dans les groupes 9, 5, 14 et 17, pour une valeur donnée de l'I. D. En relation au Si, également similaire est le comportement des groupes 5 et 9 (roches crétaciques et tertiaires) dont les droites coïncident presque et montrent moins de variation par rapport au contenu de Si, que celles des deux autres groupes. Quant à la distribution du Ti dans les groupes et sous-groupes, on observe les caractéristiques suivantes :

- Les roches felsiques (SK) des groupes 5 et 9 présentent des valeurs légèrement plus élevées que celles des groupes 14 et 17. Cette situation s'inverse dans les roches intermédiaires et dans les basiques, dans lesquelles le 14, et spécialement le 17, ont les plus grandes teneurs en cet élément (16250 ppm, en le 17). De même que dans le cas du P, les plus grands contenus de Ti correspondent aux volcans de la ligne nord (16900 ppm).

Manganèse

Dans les roches étudiées, la distribution du Mn se caractérise par une plus haute concentration dans les roches intermédiaires (andésitiques) ; viennent, ensuite, les roches basiques et, finalement, les felsiques :

	SK	I	CM
Roches crétacées (-5)	670	1825	
Roches tertiaires (-9)	635	940	790
Roches quaternaires (-14)	470	1275	1250
Roches plio-pléistocènes de Mary Byrd (-17)	1515	1720	1450

En conséquence, le Mn présente un accroissement corrélatif avec la basicité de la roche (indiquée par le I.D.) dans les groupes dans lesquels prédominent les roches felsiques et intermédiaires ; tandis que, dans ceux constitués principalement par des roches intermédiaires et basiques, la tendance s'inverse. Cette tendance du Mn est similaire à celle que présentent le P et le Ti.

Dans les groupes 1, 3, 5, 10, 11 et 14, le Mn a une corrélation significative avec le I.D., le Fe^{+2} et le Si. La corrélation est positive en ce qui concerne les premiers ; et négative pour le Si. Cette tendance s'inverse dans les groupes 6, 7, 12, 13 et 16 ; excepté pour le Fe^{+2}. Le graphique Fe^{+2} - Mn montre des tendances semblables pour le groupes 5 et 14, et les groupes 9 et 17. Les deux premiers correspondent principalement à des roches andésitiques du centre et du nord du Chili ; et les seconds à des roches basiques et alcalines du sud du pays et de l'Antarctique.

La concentration de Mn dans les andésites de la formation Veta Negra est à noter : 2150 ppm ; et dans les trachytes de Mary Byrd : 1515 ppm. Ajoutons que ces deux roches ont aussi des valeurs exceptionnellement hautes de Zn (210 ppm et 202 ppm respectivement).

ELEMENTS EN TRACES

Chrome

Il présente dans presque tous les groupes, des corrélations significatives et positives avec le I.D., le Mg, le Ni, le Co et le Ca ; et négatives en ce qui concerne le Si. Dans quelques groupes, on observe aussi une corrélation positive par rapport au Fe^{+2} et au Mn. L'affinité géochimique du Cr, Ni et Co pour le Mg est bien connue, et se base sur les possibilités de substitution de cet élément majeur dans les silicates. Quant au Ca, et aussi à Fe^{2}, la corrélation paraît liée à la plus grande abondance de ces éléments dans les roches basiques.

La teneur moyenne du chrome dans les roches felsiques est relativement uniforme (entre 8 et 15 ppm). Dans les roches intermédiaires, il y a de plus grandes différences, puisque Cr varie entre 16 ppm (Mary Byrd) et 115 ppm (volcanisme miocène du Sud du Chili, dans lequel les roches volcaniques les plus riches en Cr coïncident avec la frange métamorphique qui inclut des roches ultrabasiques). Les andésites crétacées et quaternaires ont une moyenne de 34 et 58 ppm, respectivement. Ce dernier chiffre est très similaire à celui de 56 ppm donné par TAYLOR (1968) pour les andésites.

En ce qui concerne les roches basiques, les contenus de Cr varient entre 130 ppm (andésites basaltiques quaternaires), et 342 ppm dans les volcans de la ligne sud de Mary Byrd ; valeur qui contraste avec les contenus faibles des roches intermédiaires et basaltiques de la ligne nord.

Autant les graphiques Cr-I.D. que Cr-Mg, montrent un plus grand contenu de Cr dans les roches de Mary Byrd (plio-pléistocèniques), suivies par les roches chiliennes tertiaires, quaternaires et, finalement les roches crétacées.

Nickel

Le nickel présente les mêmes corrélations que le Cr ; c'est-à-dire : significatives et positives par rapport au Mg (élément auquel il se substitue dans les silicates), au Cr, au Co, à l'I.D. et, dans quelques groupes, au Fe_2; et négatives par rapport au Si. Néanmoins, il présente une moindre corrélation avec le Ca et, dans quelques groupes, est en corrélation avec le Cu.

Egalement, l'abondance relative du Ni, dans les différentes formations, ressemble à celle du Cr. De même, les abondances relatives des deux éléments dans les différentes formations, coïncident. Le Ni présente des valeurs moyennes semblables dans les roches felsiques (8 à 14 ppm). Les roches intermédiaires ayant une plus grande concentration, sont les roches tertiaires (35 ppm) et, en particulier, les roches miocènes (40 ppm) ; et celles de moindre concentration, sont celles de Mary Byrd (14 ppm). Les roches intermédiaires (andésitiques), crétacées et quaternaires ont des moyennes de 24 et 19 ppm, respectivement. Cette dernière valeur est la même que celle avancée pour les andésites, par TAYLOR (1968), de 18 ppm, coïncidence qui, de même, se produit dans le cas du Cr.

Les plus hautes teneurs en Ni, dans les roches basiques correspondent à la ligne sud de Mary Byrd (143 ppm) ; lesquelles proviennent de magmas d'origine profonde, et présentent des nodules d'olivine. Les teneurs les plus basses sont celles des roches quaternaires chiliennes et des Shetland du sud (50 ppm).

Les graphiques Ni-I.D. et Ni-Mg sont similaires à ceux du Cr. Les droites des groupes composés (5, 9, 14 et 17) passent par l'origine et montrent les plus grandes concentrations dans les roches de Mary Byrd, suivies par les roches tertiaires, les roches quaternaires et, finalement les roches crétacées.

Cobalt

Probablement dû à leurs similitudes cristallochimiques, le Co présente les mêmes corrélations que le Cr et le Ni ; c'est-à-dire une corrélation positive et marquée avec le I.D. et le Mg, et, en moindre degré, avec le Fe^2 ; et négative, par rapport au Si. Le Co diffère, cependant, des deux éléments cités, par le moindre contraste que présentent leurs concentrations en roches de diverse basicité, aspect signalé par TUREKIAN et CARR (1960). De même, leurs variations de concentration dans les roches similaires appartenant aux groupes distincts, sont moindres.

Dans les roches felsiques, le Co varie entre 7 ppm (-14) et 12 ppm (-1). Dans les roches intermédiaires, les valeurs sont très égales ; spécialement dans les groupes composés : 18 ppm, dans les andésites crétacées et tertiaires ; 20 ppm, dans les roches intermédiaires de Mary Byrd ; et 21 ppm, dans les andésites quaternaires. Cette dernière valeur est très semblable à la moyenne donnée par TAYLOR (1968). Quant aux roches basiques, le plus haut contenu correspond à celles de Mary Byrd (ligne S) avec 47 ppm ; et le plus bas, aux roches quaternaires (29 ppm).

Les graphiques Co-I.D. et Co-Mg manifestent une conduite pareille à celle du Co, dans les différents groupes ; droites de pente semblable qui, dans quelques cas, coïncident presque (ex : groupes 9 et 14).

Cr, Co et Ni, ET L'ORIGINE DES ANDESITES

TAYLOR (1968) considère la concentration de ces trois éléments, comme étant d'une importance spéciale dans la discussion des théories sur l'origine des andésites.

Parce que les teneurs en Cr, Ni et Co, et le rapport Ni/Co sont relativement bas dans les andésites, TAYLOR rejette le concept de l'hybridiation de basalte avec du matériau cortical (qui supposerait, aussi, de plus fortes concentrations d'éléments granitophiles); et accepte sa dérivation du manteau à condition que se produise un processus en deux étapes. La première de celles-ci consisterait dans la fusion partielle du manteau, qui laisserait une partie du Cr, Ni et Co dans la phase réfractaire (Chromite, olivine, orthopyroxène) ; tandis que la seconde consisterait dans la fusion partielle du matériau différencié à des profondeurs inférieures à 70 km. Si l'on compare les valeurs données par TAYLOR, et celles obtenues dans le présent ouvrage, il apparaît une coïncidence marquée qui pourrait s'interpréter comme indicatrice de similaires conditions de génération des andésites des U.S.A., Nouvelle-Zélande, Nouvelle-Guinée, Iles Aléoutiennes et du Japon (considérées par TAYLOR), et des andésites quaternaires chiliennes (-14I).

	Cr	Ni	Co	Ni/Co
TAYLOR	56	18	24	0,75
Présent ouvrage	58	19	21	0,90

Cuivre

Excepté dans les roches quaternaires et dans celles de Mary Byrd, dans lesquelles il y a corrélation positive avec le Mg et le I.D., et négative avec le Si, le Cu présente des relations variables avec les éléments majeurs et avec la basicité des roches.

La concentration du Cu dans les roches felsiques varie entre 13 ppm, dans les roches de Mary Byrd, et 46 ppm, moyenne des roches crétacées ; tandis que les roches tertiaires et quaternaires ont des moyennes similaires (25 et 26, respectivement).

Les roches basiques ont les teneurs les plus hautes : 55 ppm, à Mary Byrd ; 61 ppm, dans les roches tertiaires ; et 84 ppm dans les roches quaternaires.

Bien que quelques groupes présentent des conduites inverses, dans les groupes principaux on observe un accroissement net du contenu de Cu avec la basicité des roches .

	SK	I	CM
Roches crétacées	46	66	
Roches tertiaires	25	46	61
Roches quaternaires	26	61	84
Roches de Mary Byrd	13	25	55

Par sa relation métallogénique, le contenu de Cu des andésites chiliennes à un intérêt majeur :

Andésites crétacées :	66 ppm	Moyenne des andésites (TAYLOR, 1968) : 54 ppm
Andésites tertiaires :	46 ppm	Andésites du nord du Chili (SIEGERS et al, 1969) : 47 ppm
Andésites quaternaires :	61 ppm	

Ces chiffres indiqueraient que les andésites chiliennes ont des contenus de Cu du même ordre que celles des autres parties du Monde ; contenus qui sont inférieurs à ceux des basaltes. Ce fait contraste, néanmoins, avec la métallogenèse cuprifère associée aux andésites jurassiques et crétacées (RUIZ, 1965) ; et avec le fait qu'apparaissent quelques minéralisations de sulfures de cuivre dans des roches volcaniques modernes (Volcan Antuco, M. VERGARA, inf. verbale). La meilleure explication de ce désaccord pourrait être donnée en considérant la ségrégation précoce du Cu comme sulfure, moyennant l'action de substances minéralisatrices abondantes (S, H_2O, HCl) ; ségrégation qui pourrait produire à une métallogenèse importante aux dépens d'une petite baisse du contenu de Cu du magma originel. En conséquence, il faudrait chercher la cause de la métallogenèse cuprifère chilienne (et circumpacifique) dans les mêmes processus générateurs du magmatisme calco-alcalin (BROUSSE et OYARZUN, 1971). Ces processus impliquent, précisément, un apport de substances volatiles, spécifiquement H_2O, nécessaires pour la génération d'andésites aux dépens des matériaux basiques du manteau (YODER, 1968 ; OSBORN, 1969, etc...). Cet apport, lequel se produirait par l'introduction simultanée des plaques et des sédiments marins, sous les continents et îles circumpacifiques, au long du plan de BENIOFF (Mc BIRNEY, 1968 ; HAMILTON, 1968, etc...), impliquerait d'importantes additions de H_2O, S, Cl, B et d'autres substances volatiles, dont le contenu est élevé dans ces sédiments, et qui apparaissent connectés avec les processus de minéralisation. Ce mécanisme, non seulement expliquerait la possibilité d'une métallogenèse cuprifère associée à des roches qui ne sont pas riches en cet élément, mais aussi la coïn-

cidence spatiale et temporelle de génération d'andésites et de gisements de cuivre.

Zinc

Le zinc ne présente pas de relations définies, par rapport à l'indice de différentiation. Il n'a pas, non plus, de corrélation significative avec les éléments majeurs, excepté avec le Fe^2, dans quelques groupes. Cependant, sa relation avec le Mn est notable ; surtout dans les roches quaternaires. Elle se manifeste en valeurs significatives du coefficient de corrélation, dans l'impressionnante ressemblance de leurs diagrammes de variation par rapport au I.D. et au Fe^2 ; et dans le fait que les groupes qui présentent les plus grands contenus de Mn (2 et 17) ont aussi les plus hauts en Zn. Il est possible que cette similitude soit due à la tendance qu'ont ces deux éléments à se concentrer au cours de la différentiation, et à la tendance à la fois sulfophile et oxyphile que présentent le Zn et le Mn.

Les roches felsiques ont les teneurs les plus basses de Zn, excepté les trachytes de Mary Byrd (15) qui présentent les plus grandes concentrations de Zn trouvées dans l'étude présente : 210 ppm en moyenne.

Il est probable que le contenu de Zn de ces trachytes soit lié à un processus d'enrichissement progressif par différentiation magmatique similaire à celui décrit par BUTLER et THOMPSON (1967), pour des roches granitiques de Nigéria dont les dérivés les plus alcalins arrivent jusqu'à 1000 ppm de Zn.

Les roches basiques ont des concentrations de Zn relativement égales, comprises entre 63 ppm, dans les roches tertiaires, et 97 ppm, dans les roches de Mary Byrd ; tandis que les intermédiaires varient entre 69 ppm (roches tertiaires) et 210 ppm, dans les andésites crétacées de la Veta Negra. Ces dernières présentent aussi la plus haute concentration de Mn : 2150 ppm.

La moyenne, pour les andésites quaternaires, est de 86 ppm. TAYLOR ne donne pas de chiffres pour cet élément, mais d'autres auteurs présentent les informations suivantes :

	R. andésitiques	R. basaltiques
TUREKIAN et WEDEPOHL (1961)		105
VINOGRADOV (1962)	72	130

Le fait que les contenus de Zn des andésites chiliennes soient plus grands que ceux de Cu, contraste avec la notable absence de gisements de Zn au Chili. L'explication de ce phénomène réside probablement dans le fait que le Zn a une plus grande affinité pour les structures silicatées que le Cu : il est aussi oxyphile qu sulfophile ; et, aussi, son affinité pour le S est moindre que celle du Cu (série de FOURNIER et SCHUTZ).

En conséquence, le Zn s'incorporerait de préférence aux silicates, durant la cristallisation magmatique ; tandis qu'une partie importante du Cu se maintiendrait séparée dans la phase sulfurée. Cette explication serait également valable pour le Pb, dont l'affinité pour le S est encore moindre que celle du Zn ; et que, d'autre part, il présente des concentrations plus basses que le Cu, dans les andésites.

De même que le Zn, métal auquel il s'accorde fréquemment le Pb est très rare dans la métallogenèse chilienne ; et il n'apparaît pas dans les gisements qui sont en relation avec les roches volcaniques.

Strontium

La distribution du Sr est complexe, exceptée dans les roches quaternaires et dans celles des groupes 1 et 15, dans lesquelles il présente de très bonnes corrélations, positives avec le Ca, Mg, Ti et P et avec le I.D. ; et des corrélations négatives significatives avec le Si, le K et le Rb. Ces résultats coïncident partiellement avec ceux de TUREKIAN et KULP (1956). Bien que le Sr se substitue à le Ca dans quelques silicates (spécialement feldspaths et pyroxènes), ces deux éléments n'ont point de corrélation dans les roches volcaniques basiques, excepté à un niveau local ; et s'il y a corrélation, celle-ci peut être négative.

Les concentrations de Sr varient entre : moins de 20 ppm, dans les trachytes de Mary Byrd, et 960 ppm, dans les andésites quaternaires des Payachatas.

L'ensemble des roches crétacées, tertiaires et de Mary Byrd a ses plus grands contenus de Sr dans les roches plus basiques (830 ppm, dans les basaltes de Mary Byrd) ; tandis que les roches quaternaires chiliennes les plus riches en Sr sont les andésites.

De la comparaison du contenu de Sr des roches chiliennes et de Mary Byrd avec les moyennes mondiales, il apparaît que ces moyennes sont similaires à celles des roches chiliennes les plus anciennes et à celles des roches quaternaires du sud du pays. Vers le nord, on note une augmentation soutenue du Sr, jusqu'à atteindre des chiffres très supérieurs à la moyenne de TAYLOR. De même, le contenu de Sr dans les basaltes de Mary Byrd est grand, et arrive presque au double de la moyenne mondiale :

		Sr M	Sr Em	I.D.
Andésites crétacées	lat. 32° - 35°	395	160	43
Andésites tertiaires inf.	lat. 35°30' - 42°	340	125	61
Andésites quaternaires et Andésites basaltiques "	lat. 37°25'	405	90	93
Andésites quaternaires	lat. 36°	595	35	42
Andésites pliocènes	lat. 33°45'	630	60	48
Andésites quaternaires	lat. 18°15'	960	375	50
Basaltes pliopléistocènes (Mary Byrd)		830	375	123
Andésites circumpacifiques (TAYLOR 1968)		385		
Basaltes (moyenne mondiale) TUREKIAN et KULP. 1956		465		

L'accroissement de Sr, du Sud au Nord, coïncide avec une augmentation d'épaisseur de l'écorce de 45 km (lat. 41° S) à 66 km (lat. 22°) ; avec l'augmentation de la hauteur des volcans ; et avec la plus grande profondeur de la fosse océanique ; tandis que la basicité du volcanisme diminue du Sud au Nord.

Mc BIRNEY (1968) a décrit une situation presque égale en Amérique centrale ; situation qu'il attribue à l'enfoncement plus profond du plan de Benioff, dans le NW ; lequel produirait une inversion du gradient thermique et des conditions de génération de magmas favorables à la production d'andésites moins basiques.

Il est possible que quelque chose de semblable se produise au Chili, car dans la partie nord on reconnaît un plan de Benioff profond et bien défini ; tandis que la présence de ce plan est peu définie dans le Sud.

La relation du contenu de Sr avec la profondeur du plan de Benioff a été signalée par HART et al. 1970, qui ont montré que ce contenu croît de 100 à 600 ppm, quand le plan de Benioff passe de 100 à 600 km de profondeur.

Les andésites du nord du Chili, analysées par SIEGERS et al. 1969, ont en moyenne 800 ppm ; chiffre que les auteurs interprètent comme indicatif d'une origine corticale qui impliquerait des concentrations hautes de Sr. Cependant, il est significatif, sous ce rapport, que les basaltes de Mary Byrd, dont les rapports Sr^{87}/Sr^{86} sont indicatifs d'une provenance directe du manteau, aient aussi des contenus élevés en cet élément.

Rubidium

Le Rb présente une excellente corrélation avec le K, dans la plupart des groupes (cœfficients supérieurs à 0,9). A moindre degré, il est en corrélation, également positive, avec le Si ; et négative avec le Ca, le Sr et le I.D.

Les roches felsiques de tous les groupes, sauf un, sont les plus riches en Rb ; les moyennes étant comprises entre 105 ppm (1) et 160 ppm (15). La moyenne, pour les roches felsiques crétacées, est de 115 ppm ; celle des roches tertiaires, de 120 ppm ; et celle des roches quaternaires, de 155 ppm (valeur égale à celle que présentent les roches de Mary Byrd).

Les teneurs les plus basses de Rb se trouvent dans les roches basiques (I.D. > 100) ; et sont inférieures à 10 ppm, excepté dans les basaltes de Mary Byrd : 18 ppm.

Les andésites ont des contenus intermédiaires de Rb. Leur moyenne est de 70 ppm, dans les roches tertiaires ; et 36 ppm, dans les laves quaternaires : tendance opposée à celle que montrent les roches felsiques. Le chiffre de 36 ppm, dans les andésites quaternaires est très similaire à celui de 31 ppm donné par TAYLOR, pour les andésites circumpacifiques.

Quant au rapport K/Rb, calculé comme quotient des moyennes, il est de 430 pour les andésites circumpacifiques ; et de 420, pour les andésites quaternaires chiliennes. Ces chiffres sont pratiquement égaux, tandis que le rapport Rb/Sr est de 0,08, dans les premières, et de 0,06 pour l'ensemble des andésites quaternaires chiliennes.

De même que le Sr, le Rb augmente dans les roches andésitiques quaternaires du Sud au Nord du pays.

		Rb M	Rb Em	Rb/Sr
Andésites et andésites basaltiques	lat. 37°25'	12	3	0,03
Andésites	lat. 36°00'	35	20	0,06
Andésites	lat. 18°15'	64	9	0,07

Il est possible que ce phénomène soit en relation avec le développement du plan de Benioff, dans le nord du Chili (KAUSEL et LEMNITZ, 1968), lequel déterminerait des conditions différentes de génération d'andésites par la contamination de matériaux du manteau avec H_2O et avec des sédiments associés à l'introduction des plaques océaniques sous le continent.

Si l'on accepte ce point de vue, il faudrait considérer que ce processus aît pu se réaliser avec plus d'intensité au cours du Tertiaire et du Crétacé ; à en juger par les plus hauts contenus de Rb et les valeurs beaucoup plus élevées du rapport

Rb/Sr de ces roches :

	Rb M	Rb Em	Rb/Sr
Andésites crétacées	70	43	0,18
Andésites tertiaires	63	65	0,16
Andésites quaternaires	36	26	0,06

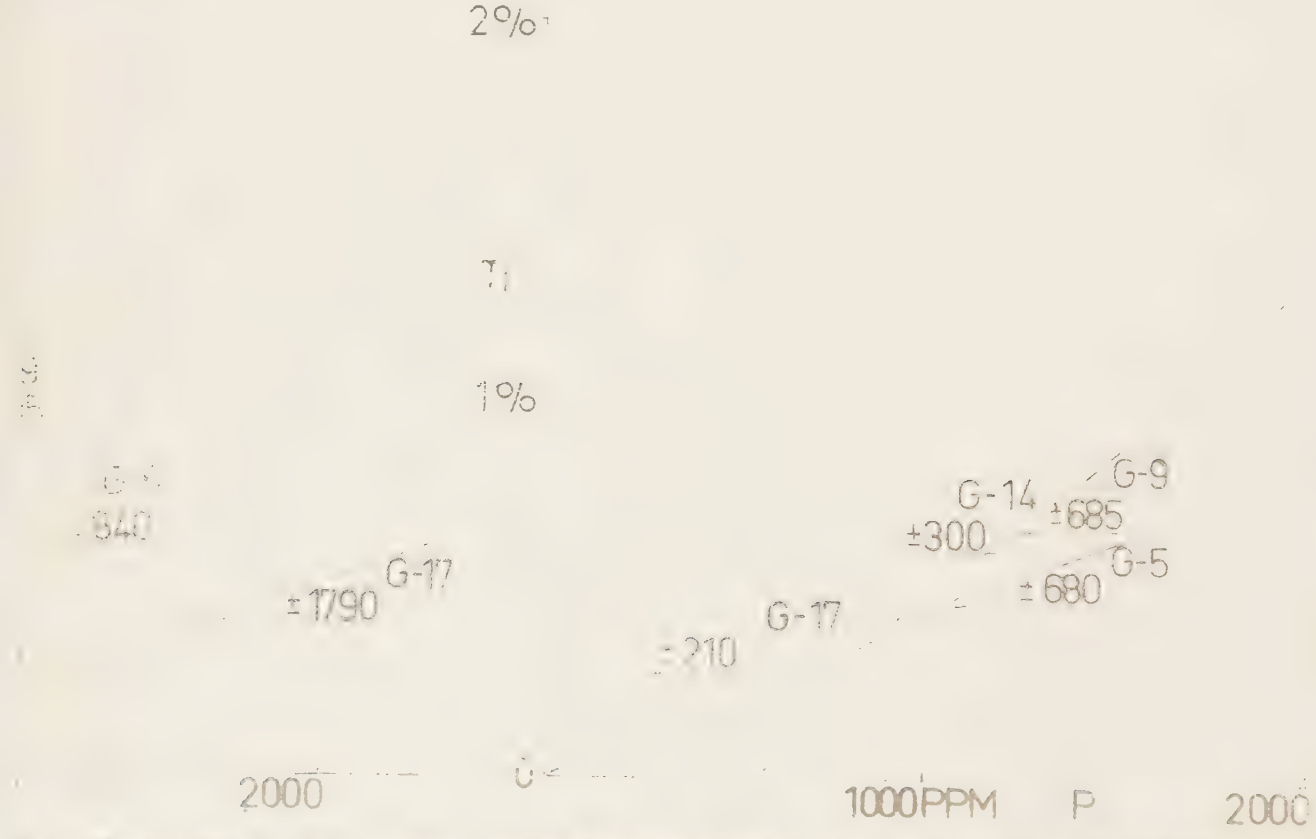
Les chiffres du rapport Rb/Sr des roches crétacées et tertiaires, s'éloignent assez des moyennes de 0,024 des tholéiites (KUNO, 1960) et de 0,040 du basalte alcalin (ENGEL et al. 1965) ; et s'approchent du chiffre de 0,350 des sédiments océaniques. Dans ces mêmes sédiments, le contenu de Rb serait de 70 ppm (HEIER et ADAMS, 1963), valeur égale , ou similaire, à celle des andésites crétacées et tertiaires. A ce sujet, il est intéressant de signaler l'absence de sédiments antérieurs à l'Eocène ce qui a permis à GUILLULY (1969) d'établir une tectonique de plaques mésotertiaires au long de la Côte pacifique d'Amérique du Sud (SCHOLL et al. 1970).

ROCHES VOLCANIQUES - RAPPORT DES ELEMENTS MINEURS ET
DIFFERENTATION

$I.D. = \frac{Ca + Mg}{\quad} 100$

FIG 18

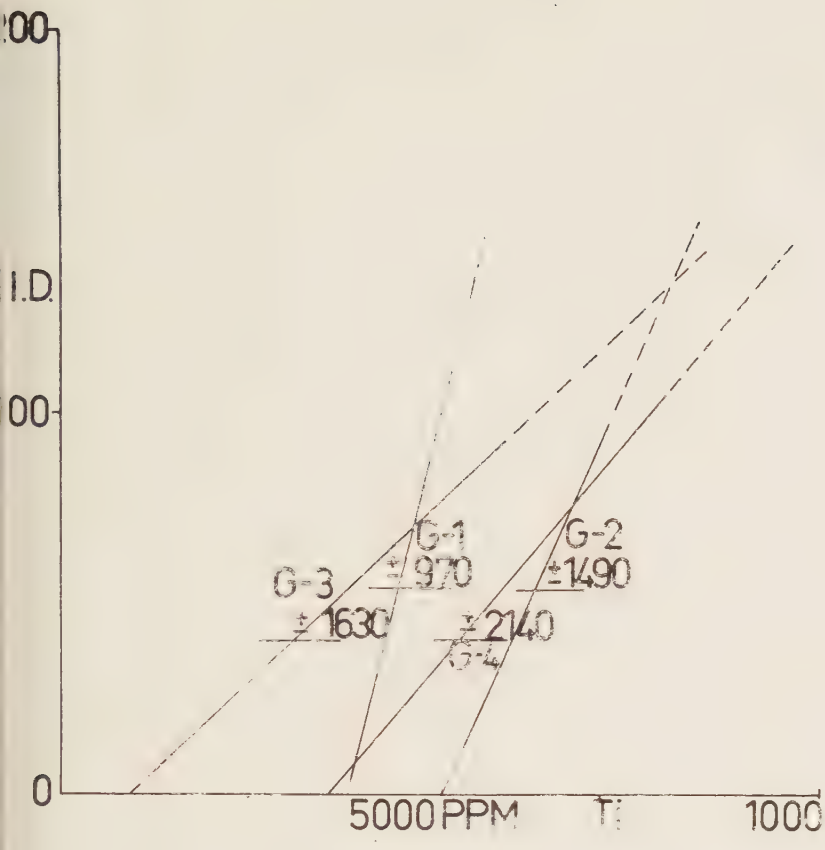
PHORE

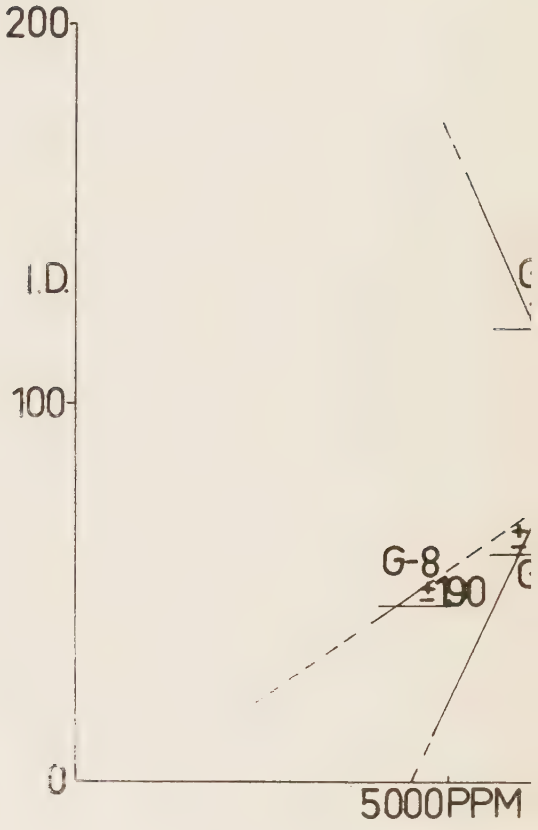


TRACES ET LES ELEMENTS MAJEURS ET L'INDICE DE

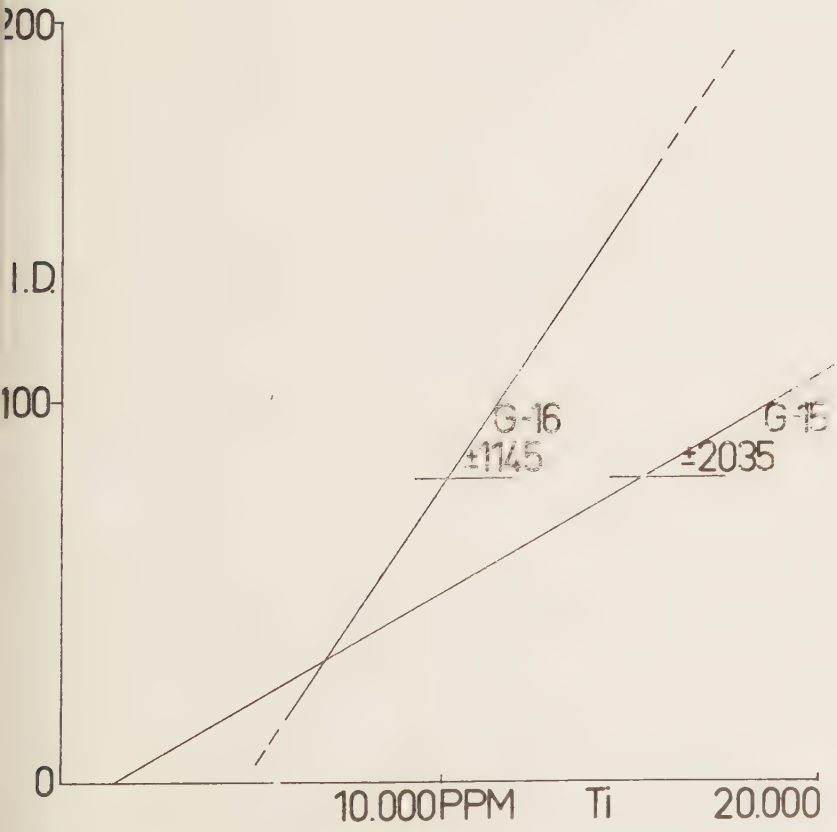
MOYEN

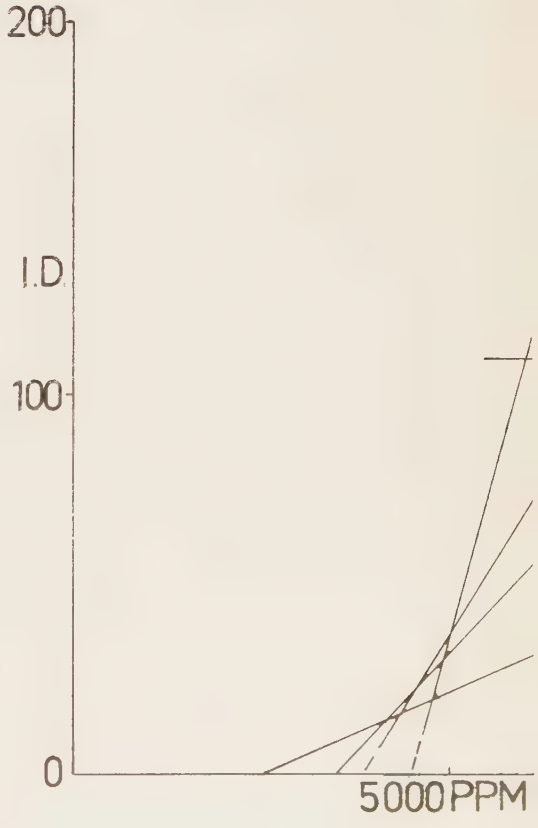
EXTRAPOLATION



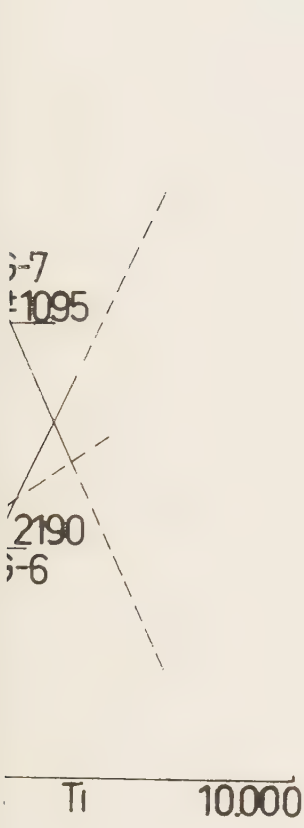


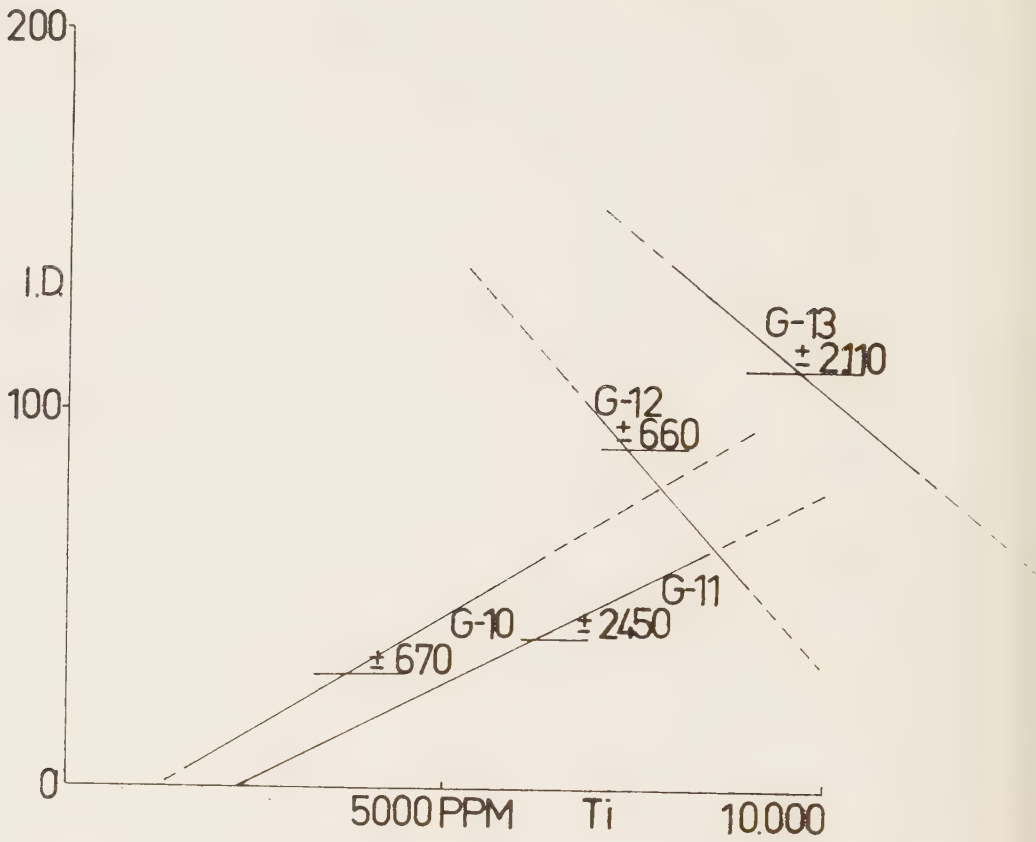
2._ TITANE

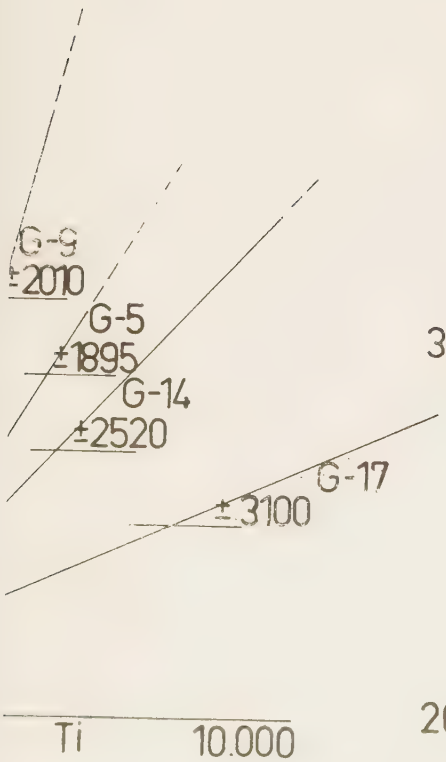


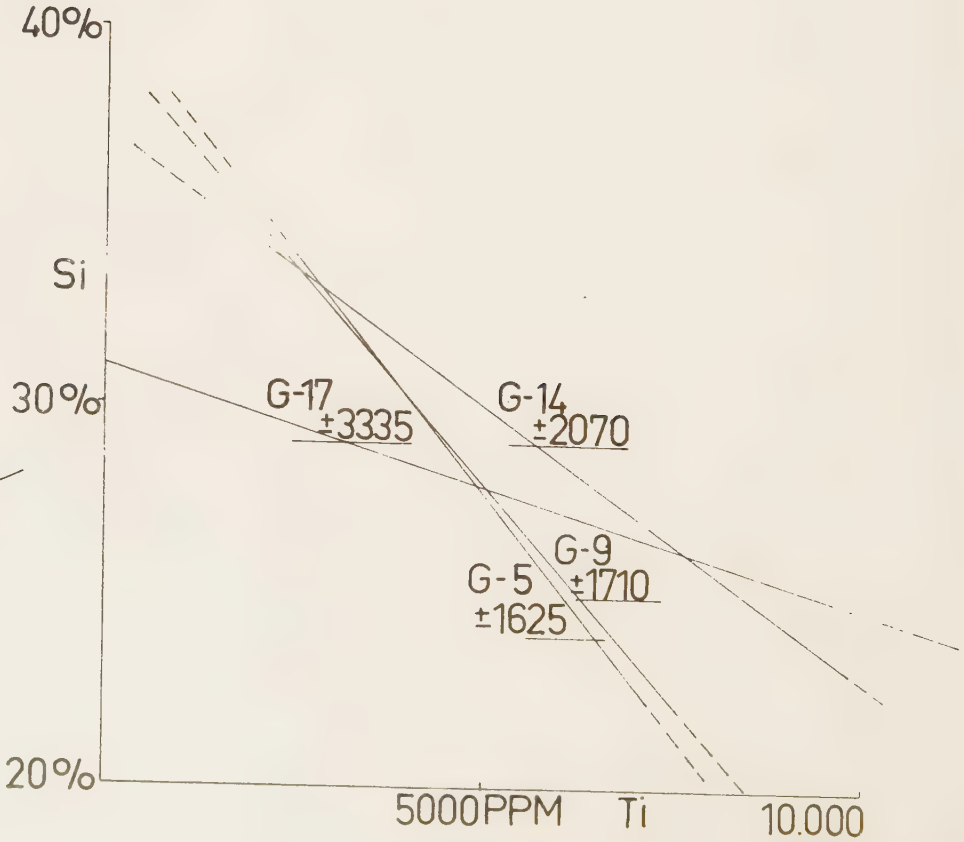


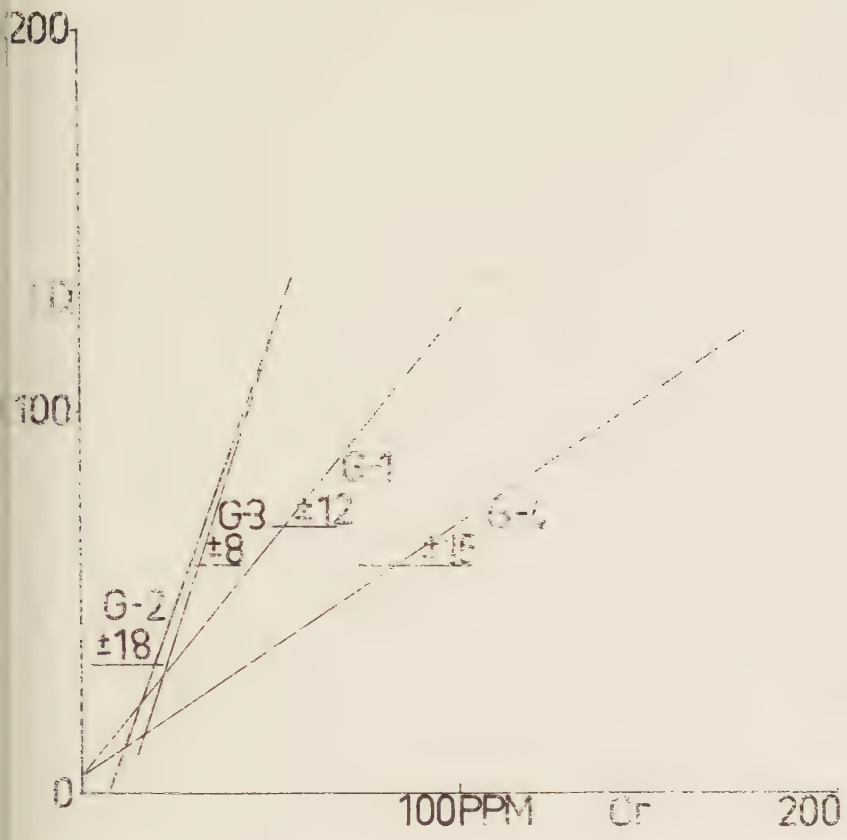
Roches Volcaniques (SUITES) FIG.19._

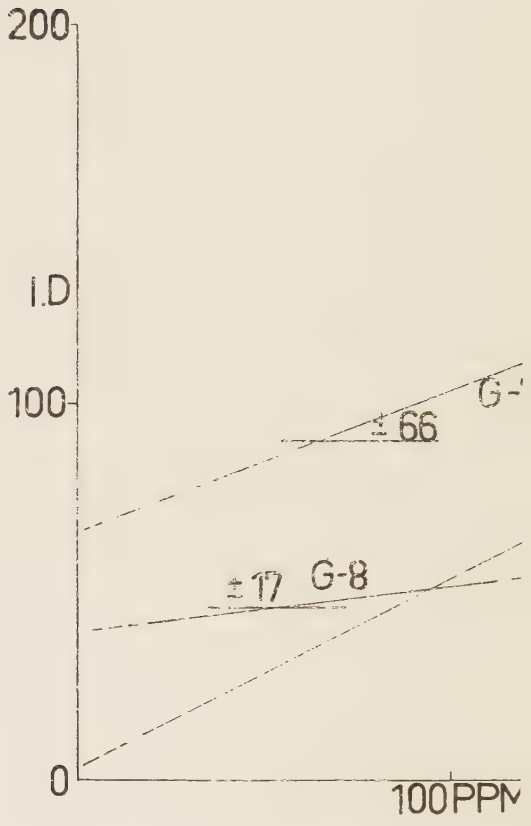

-7
±1095
2190
-6
Ti
10.000


200
I.D.
100
0
G-13
± 2110
G-12
± 660
G-11
G-10
± 2450
± 670
5000 PPM
Ti
10.000

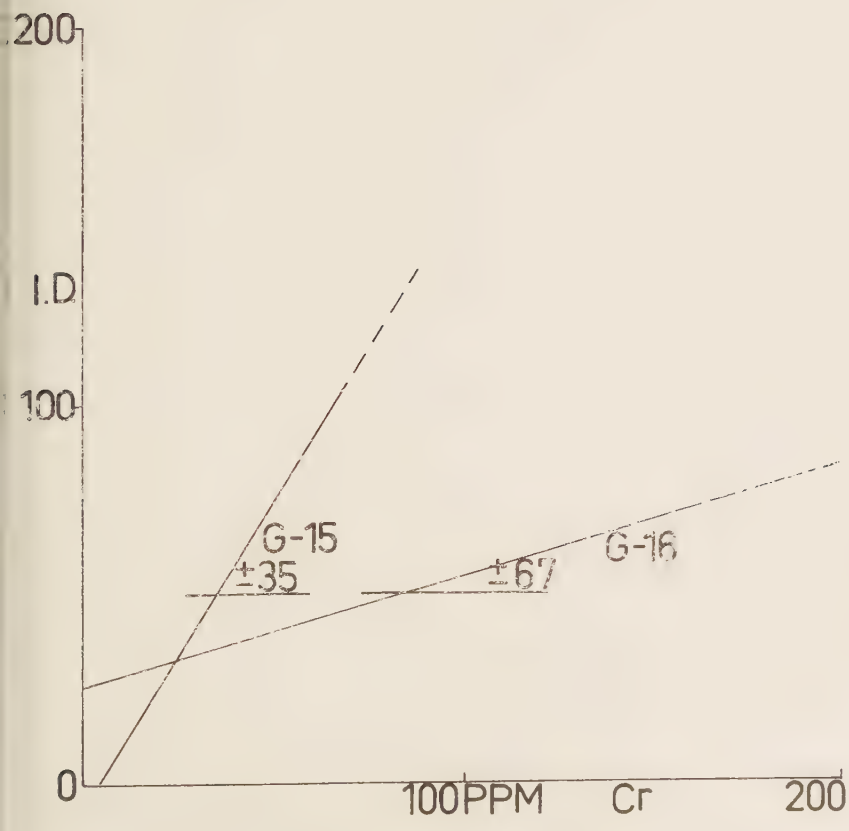

G-9
±2010
G-5
±1895
G-14
±2520
G-17
±3100
Ti
10.000

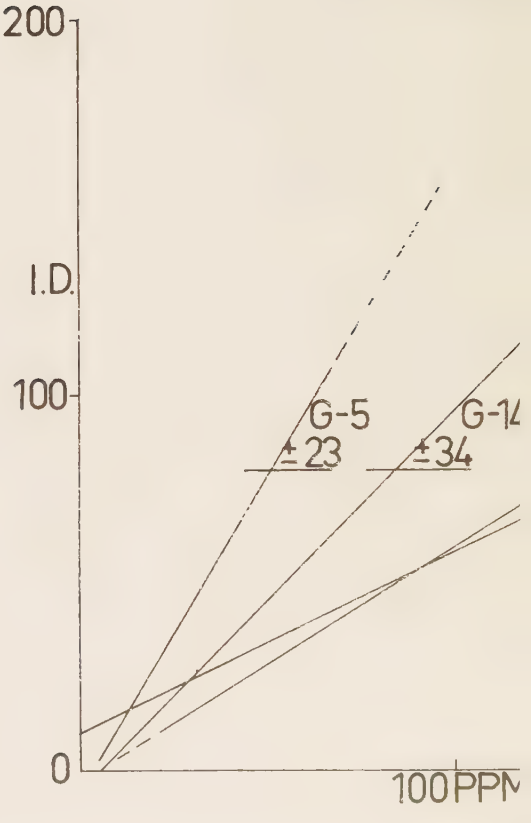

40%
Si
30%
20%
G-17
±3335
G-14
±2070
G-9
±1710
G-5
±1625
5000 PPM
Ti
10.000



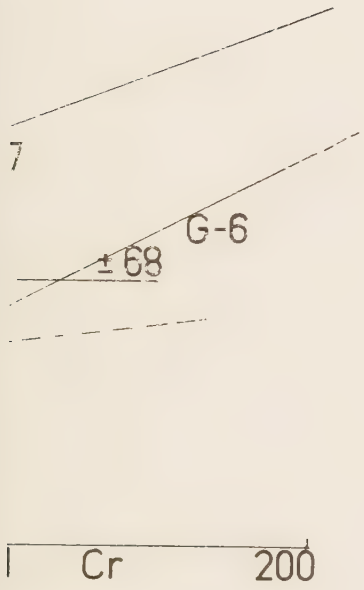


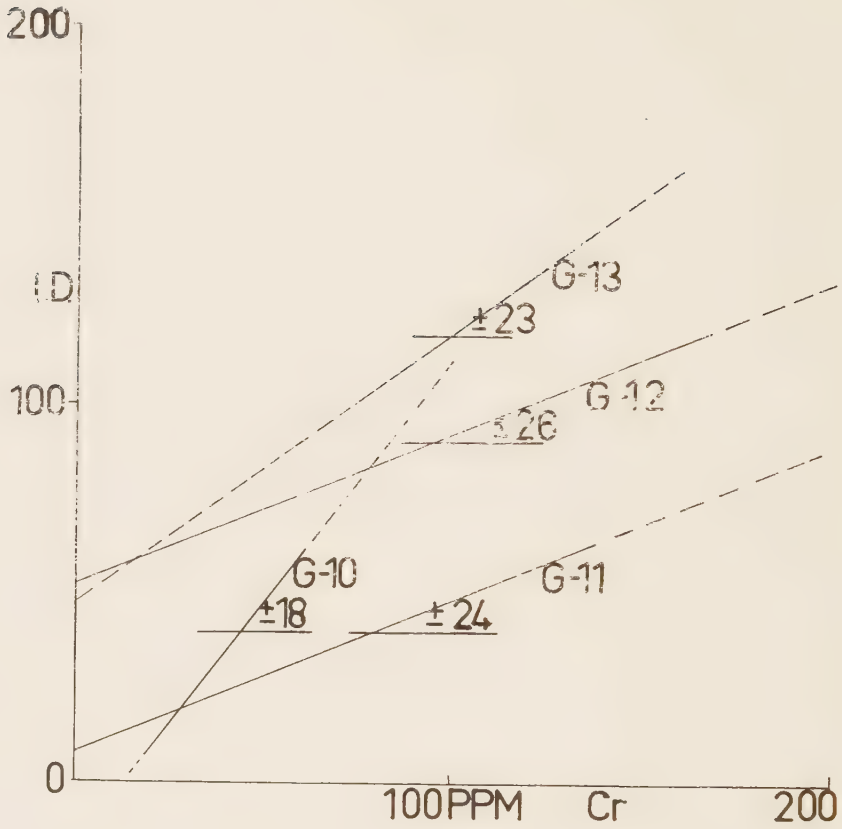
3._ CHRO



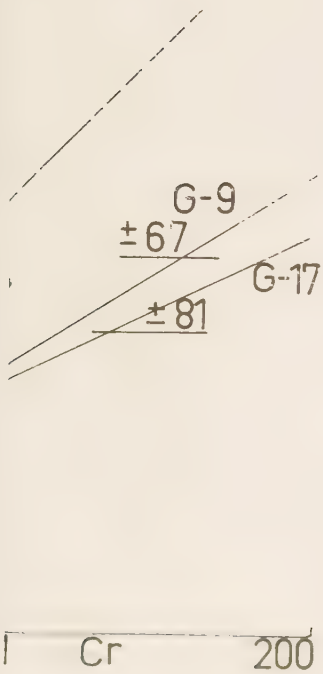


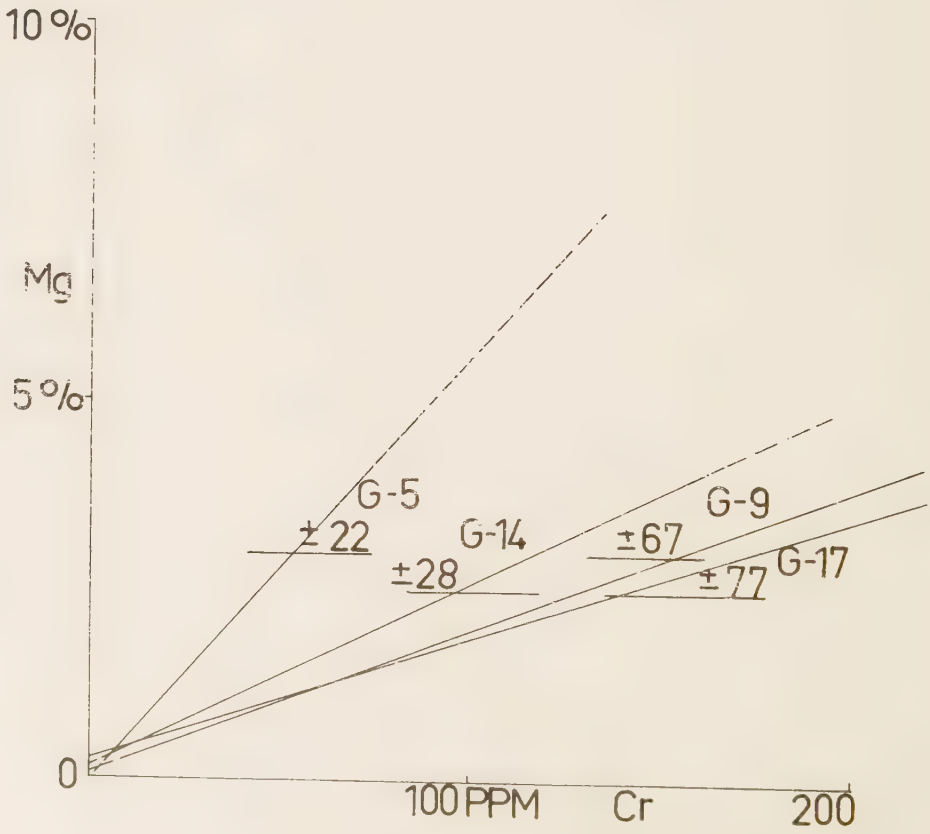
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.20._

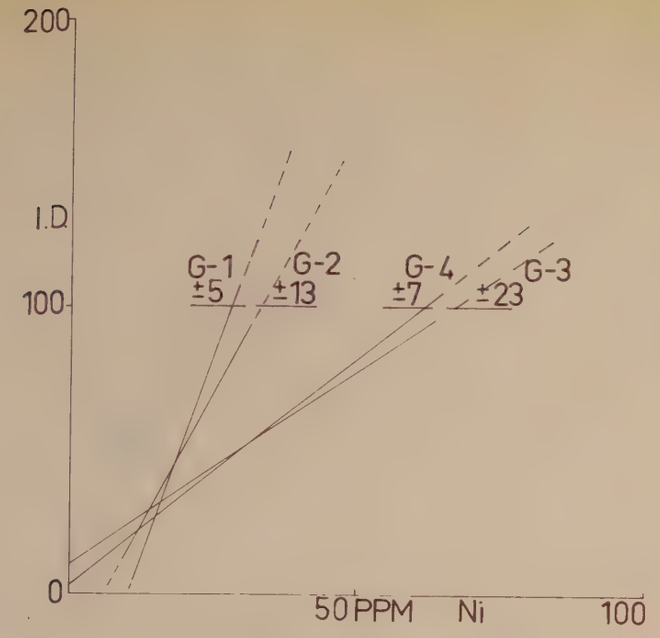

7
G-6
±68
Cr
200

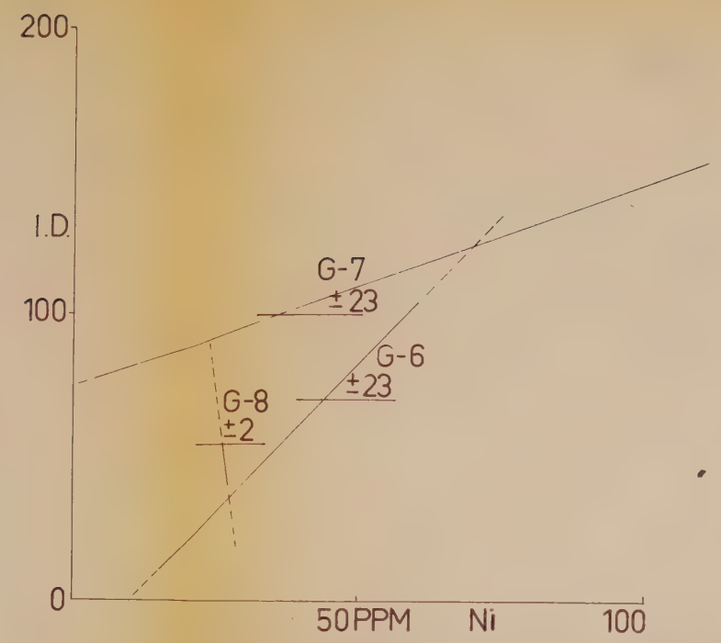

200
D
100
0
G-13
±23
G-12
±26
G-10
±18
G-11
±24
100PPM
Cr
200

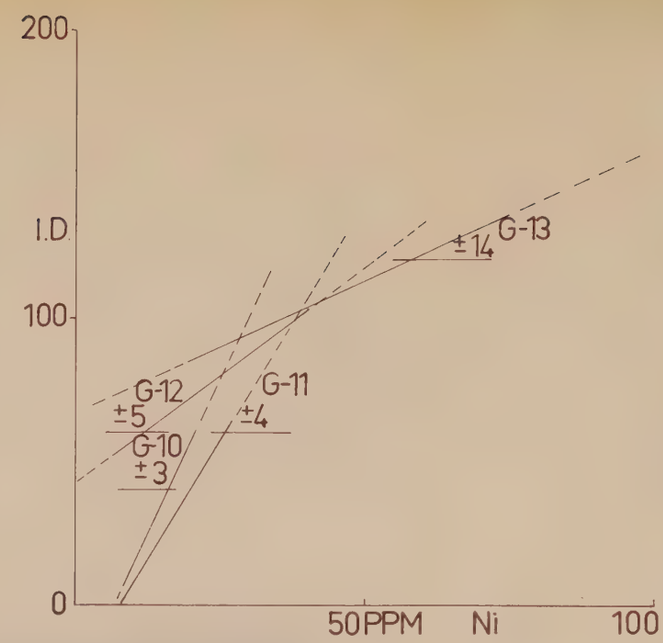
ME


G-9
±67
G-17
±81
Cr
200

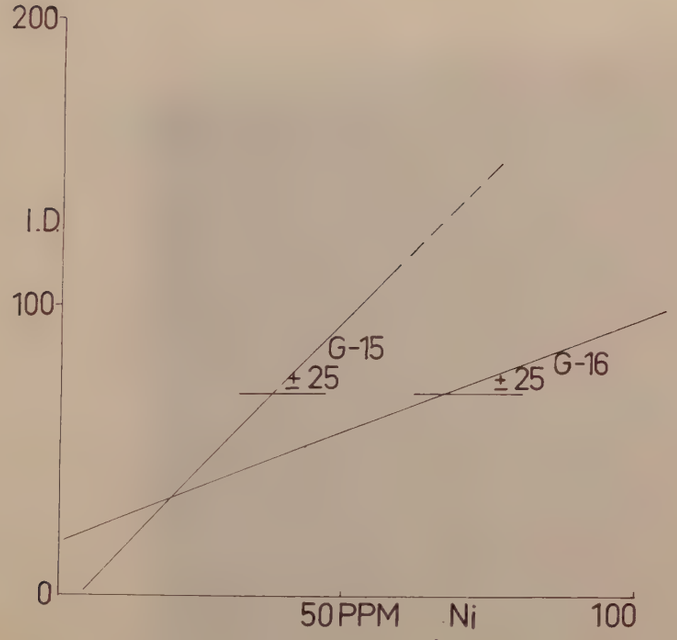

10%
Mg
5%
0
G-5
±22
G-14
±28
G-9
±67
G-17
±77
100PPM
Cr
200

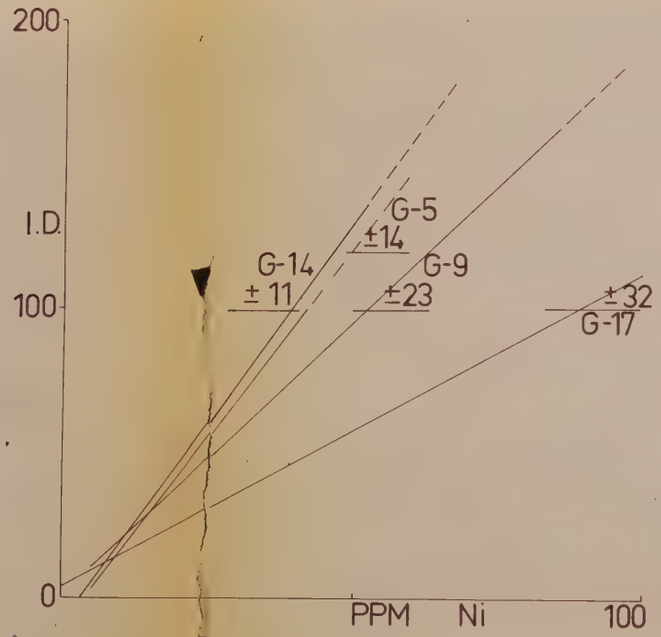


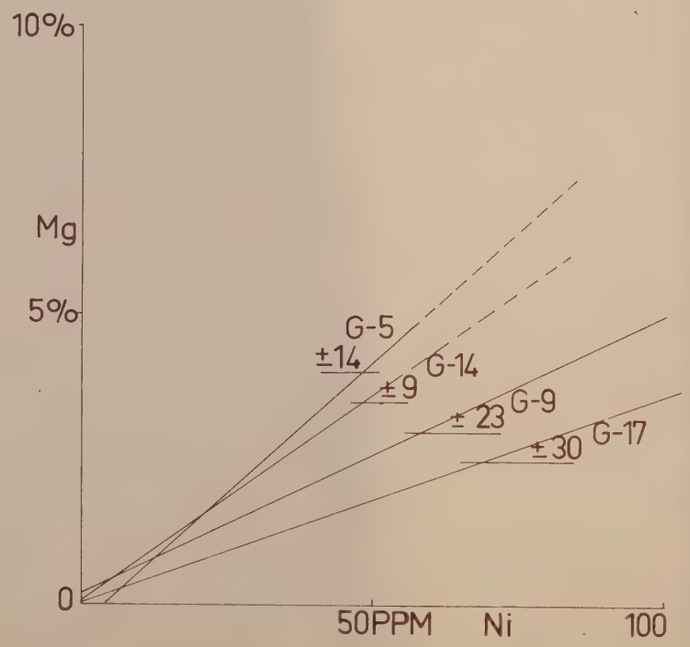




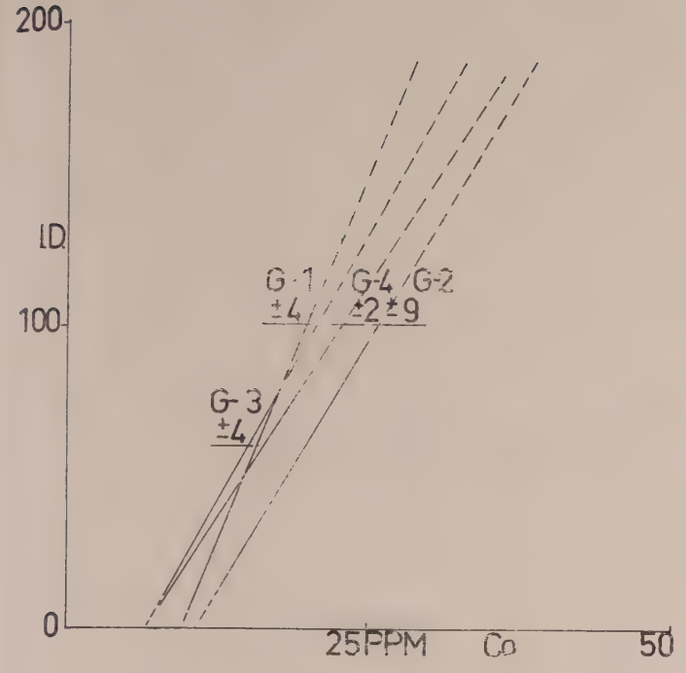
4.- NICKEL

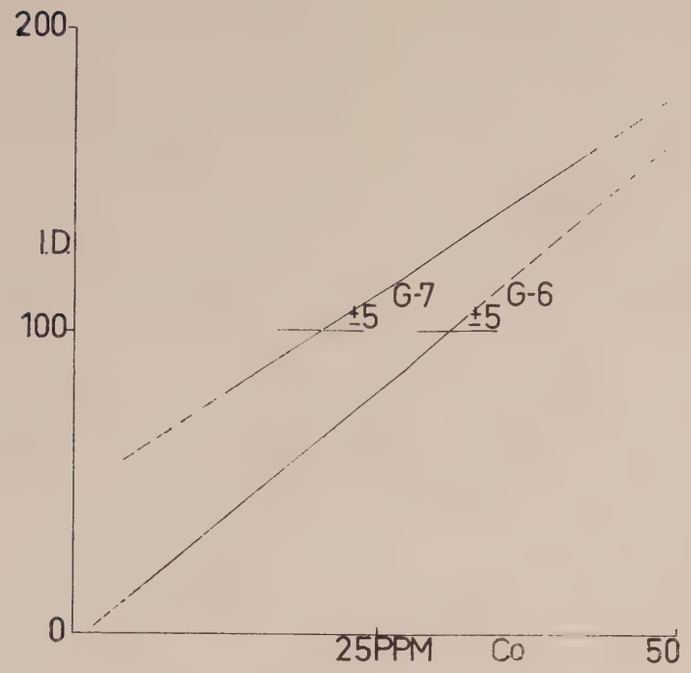


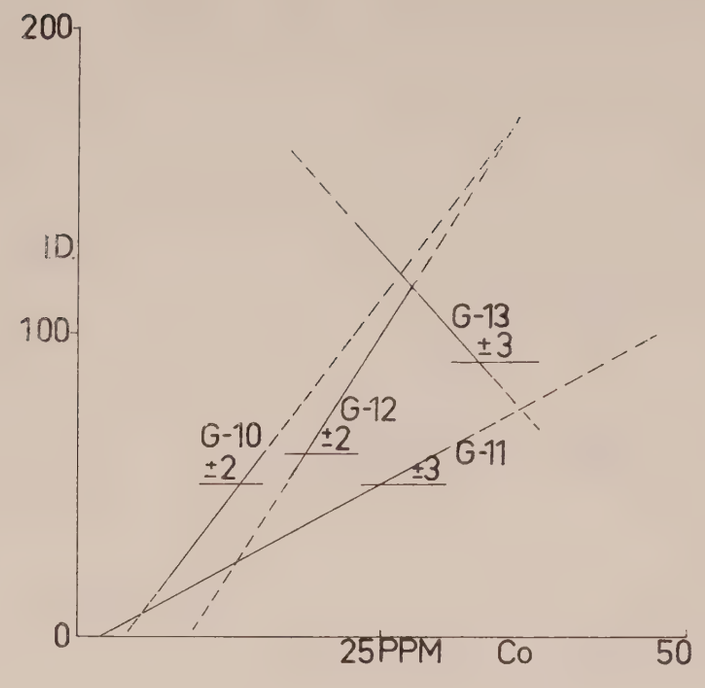




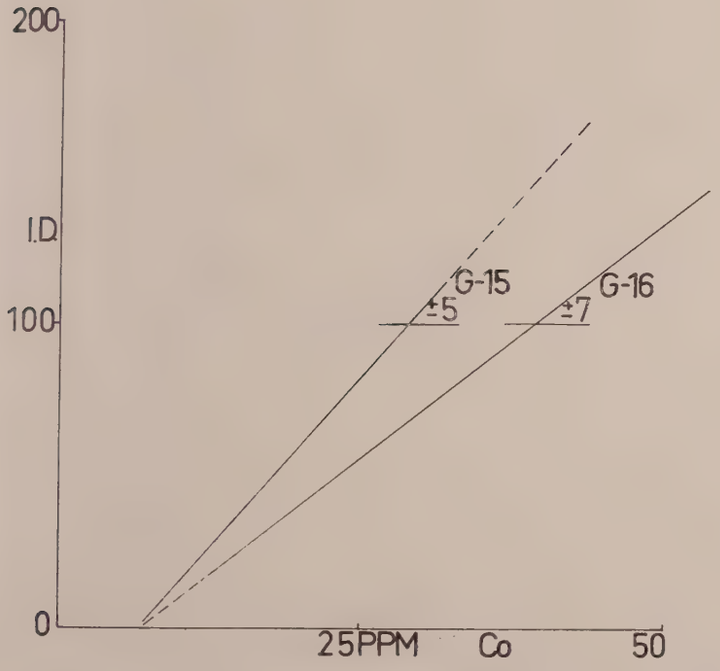
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.21.-

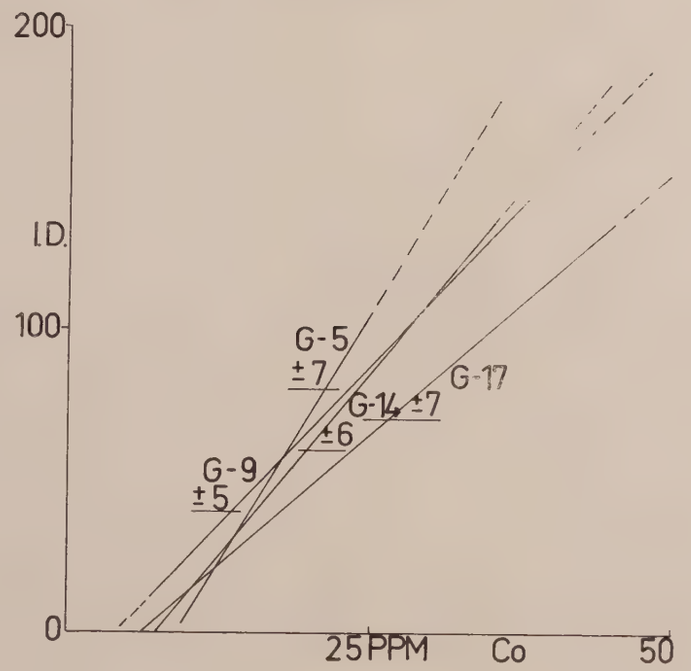


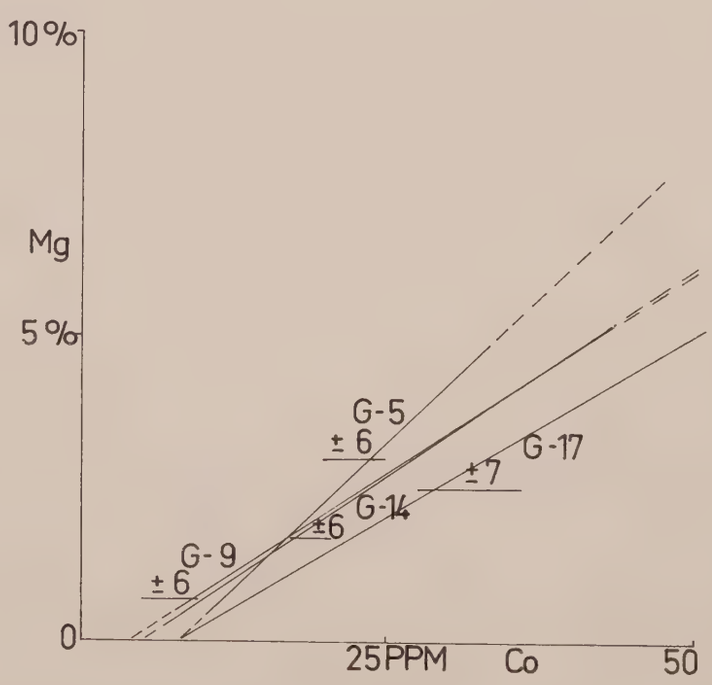




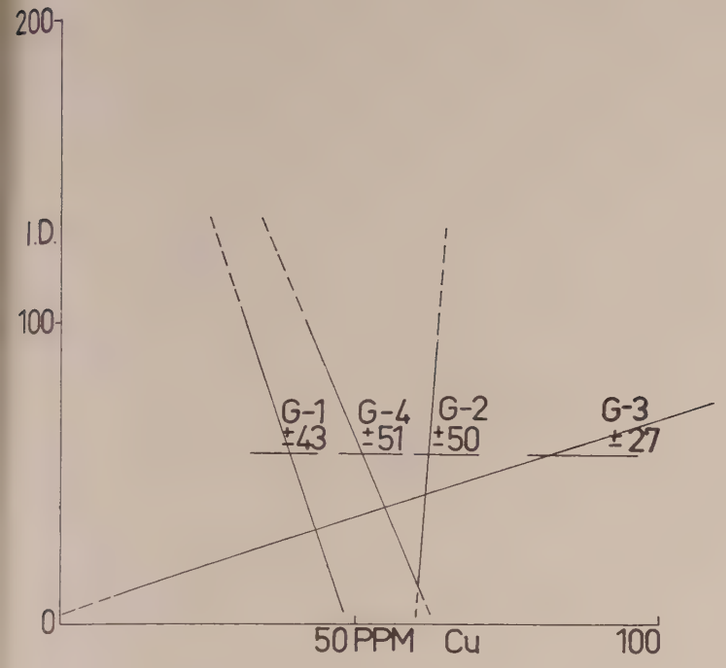
5._COBALT

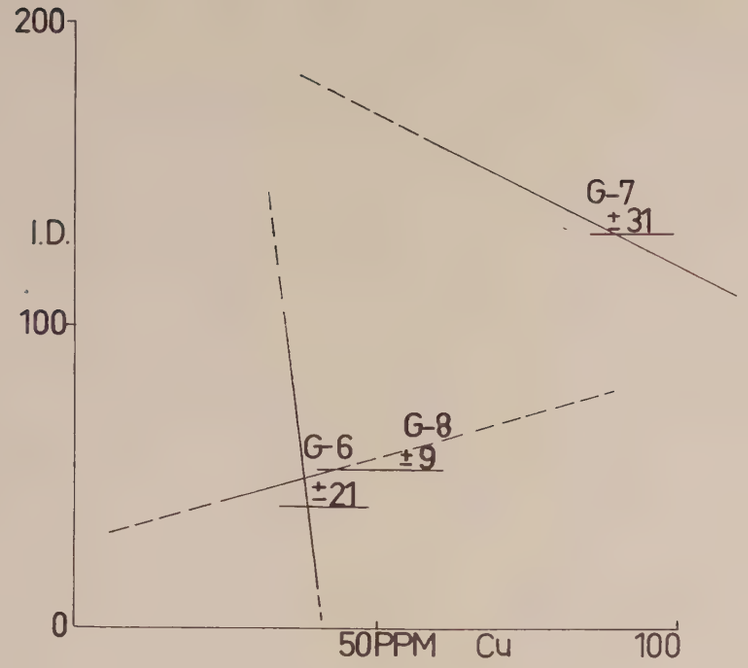


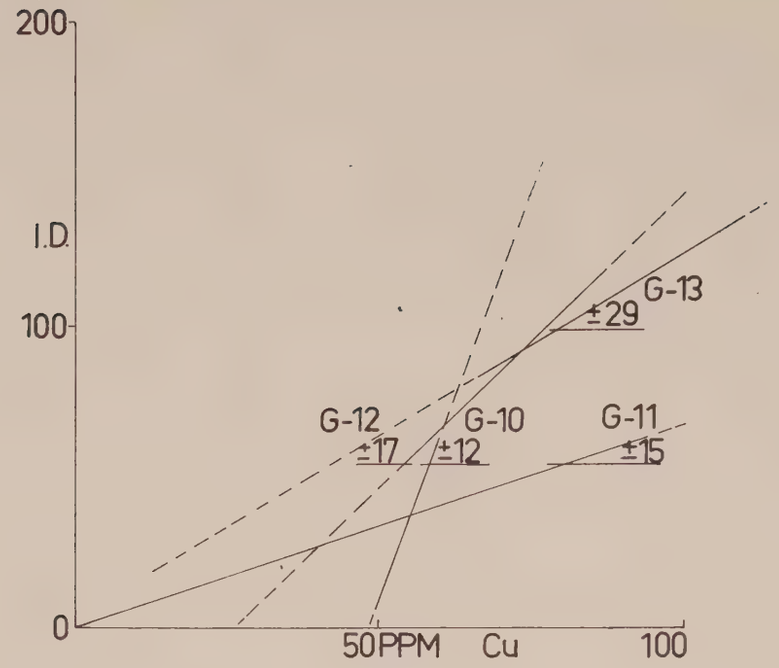




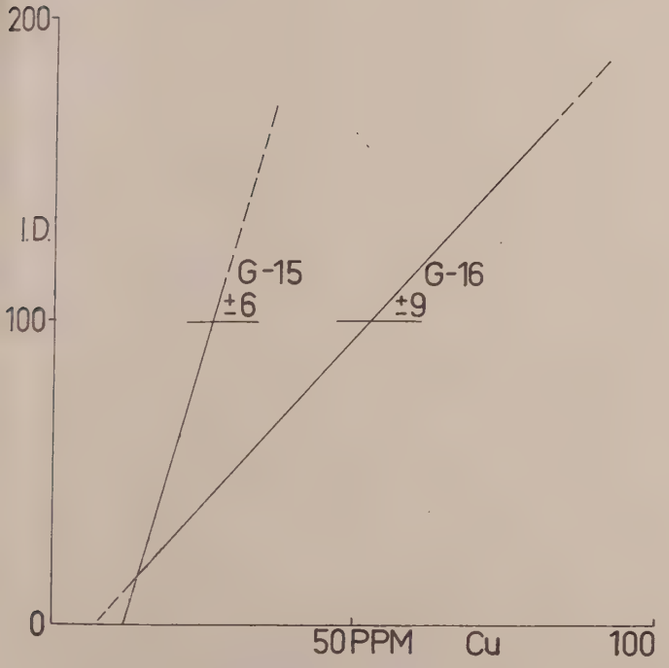
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.22._

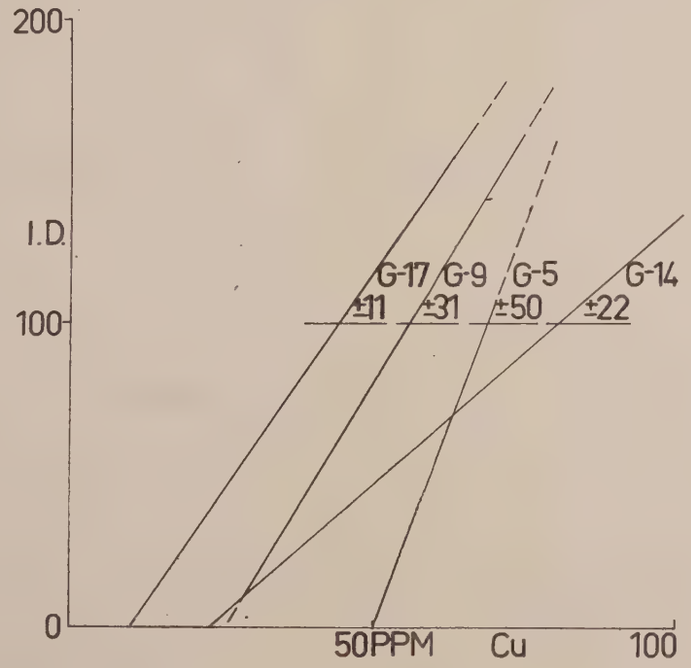


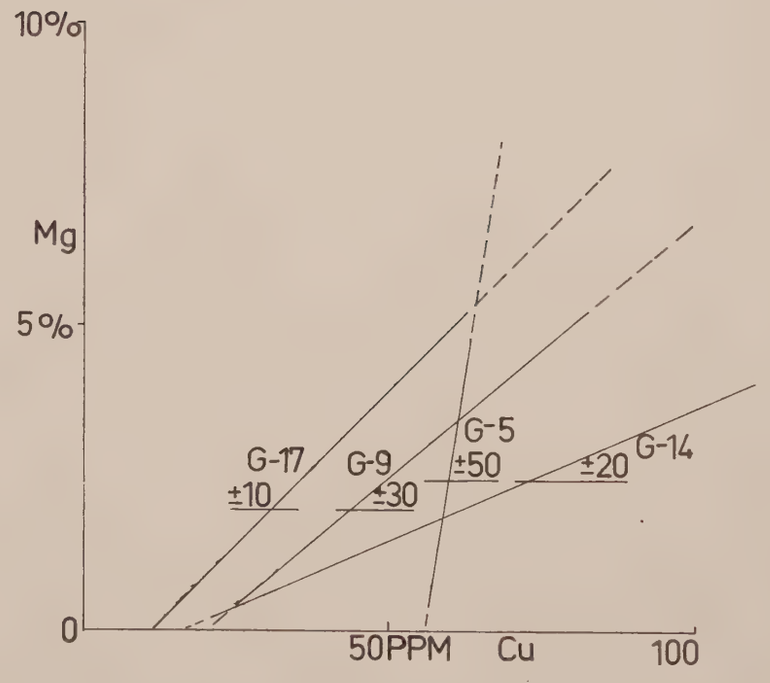




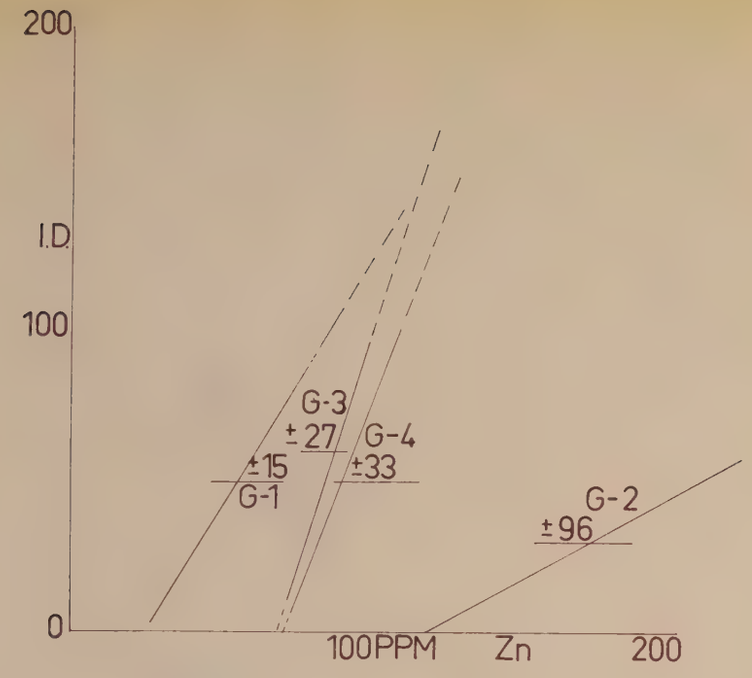
6.- CUIVRE

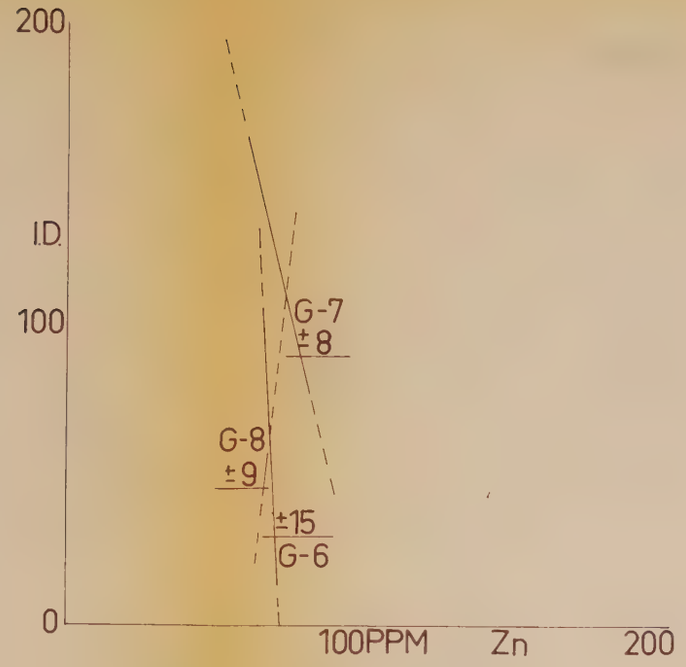


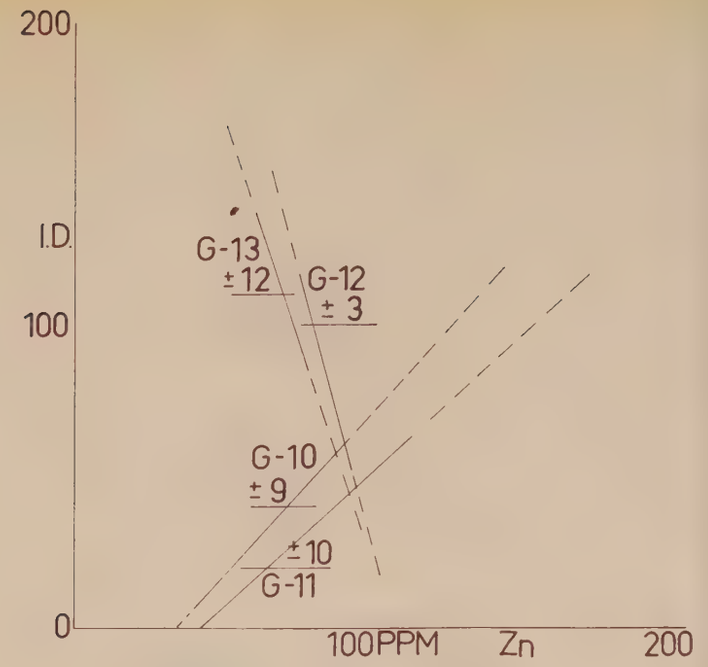




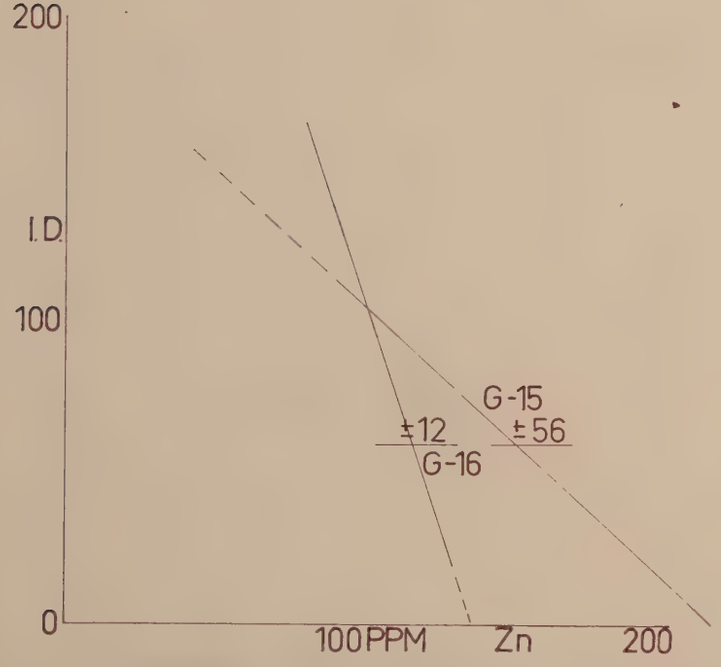
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.23.-

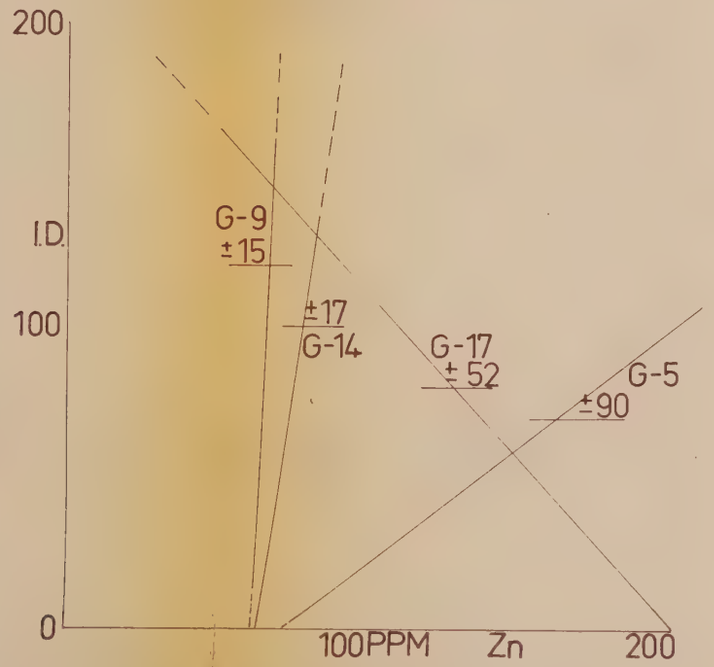


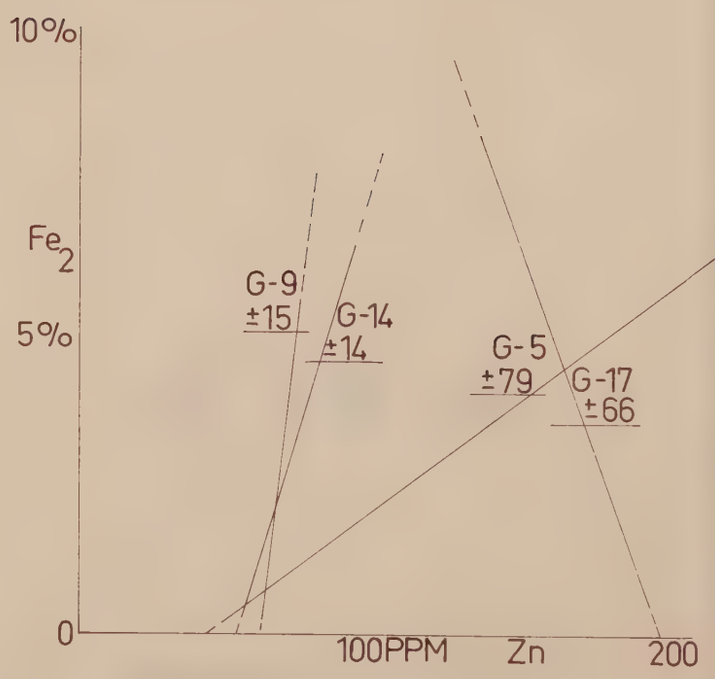




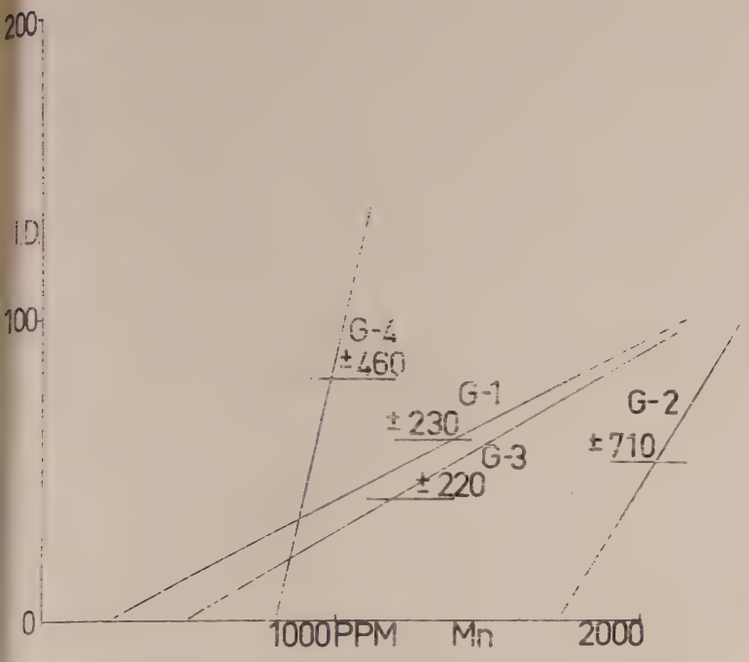
7._ ZINC

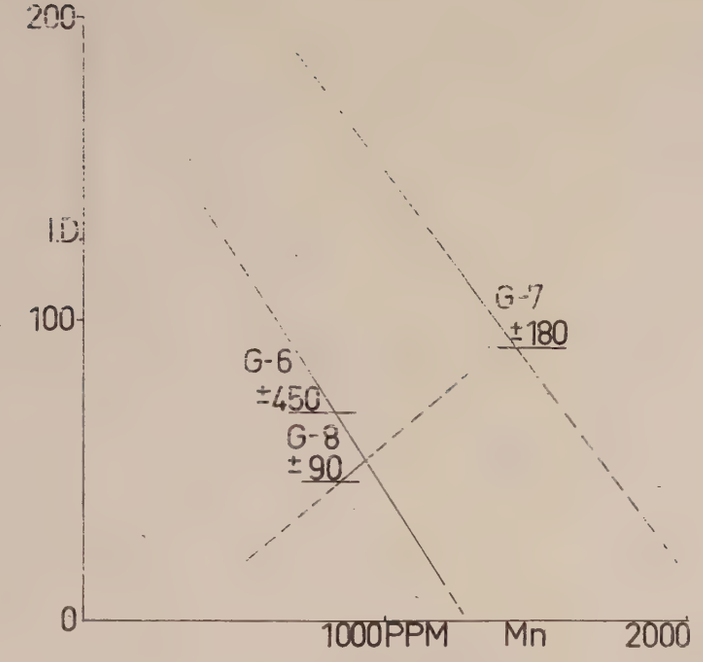


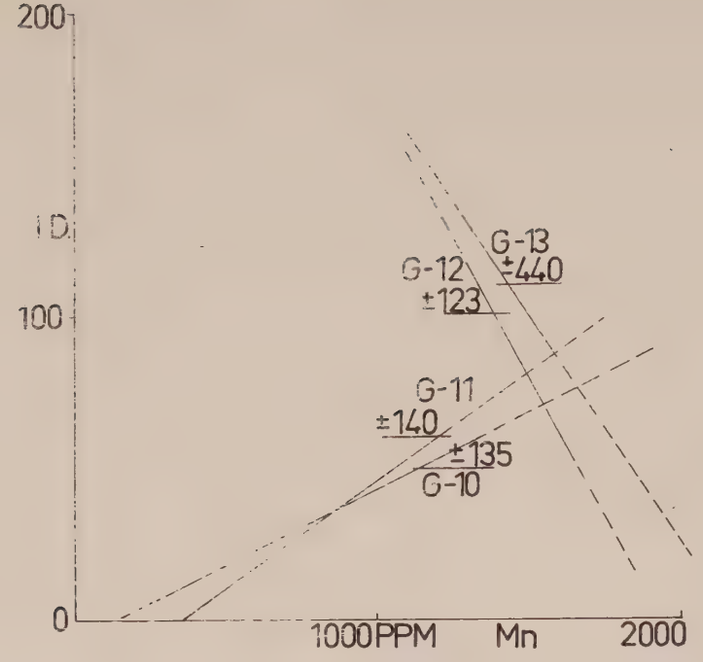




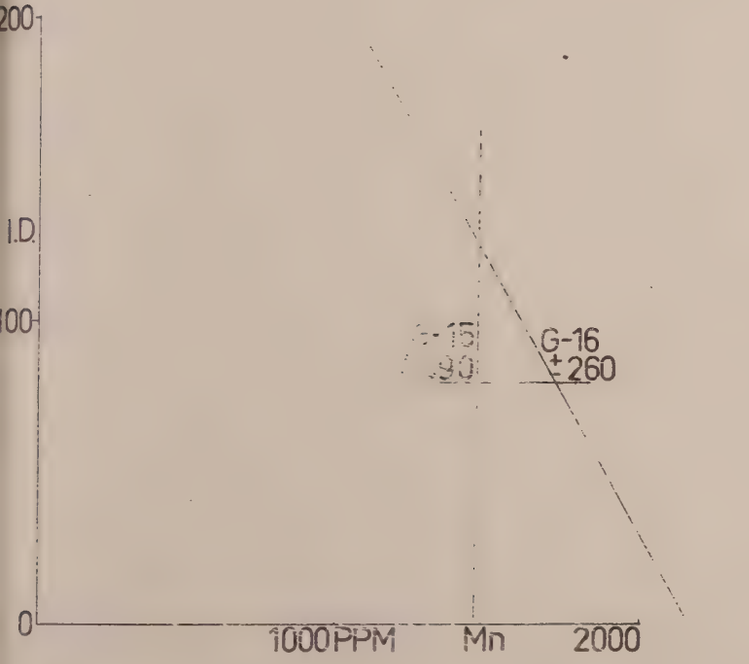
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.24._

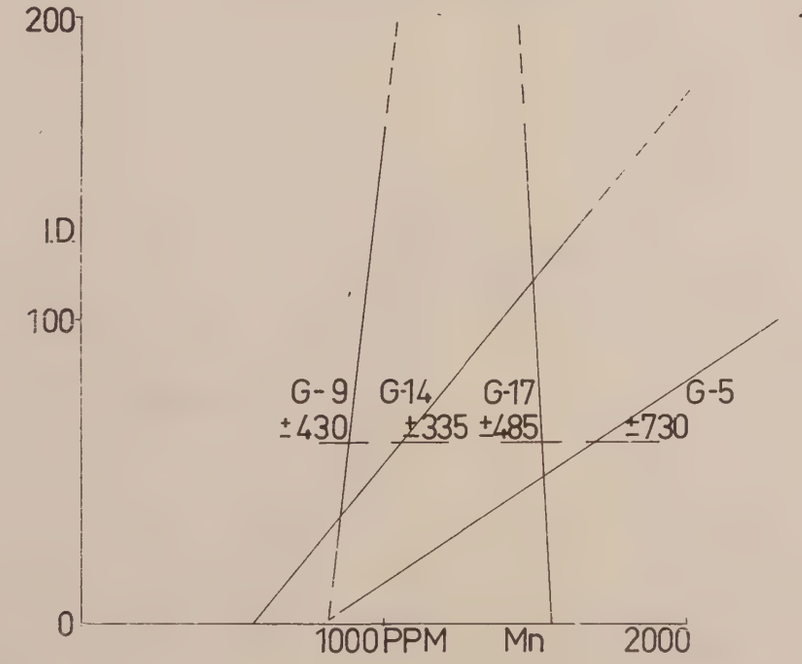


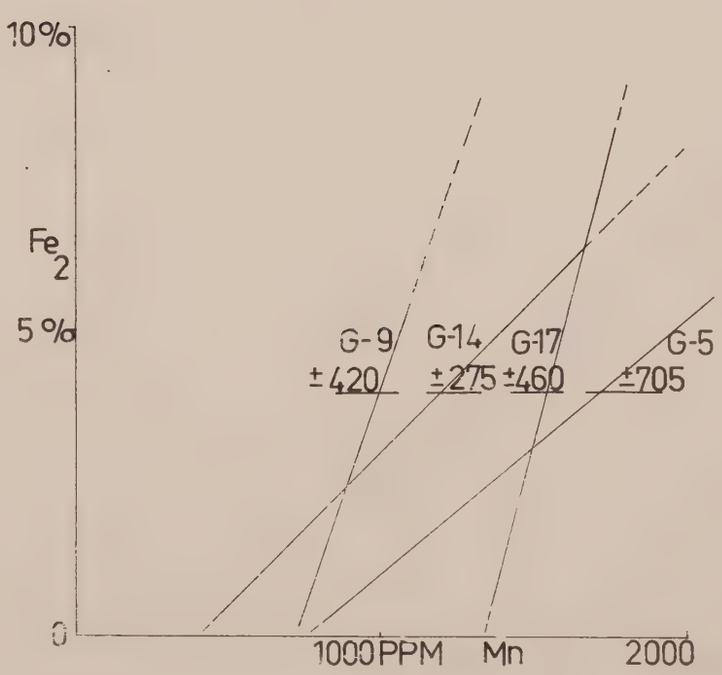




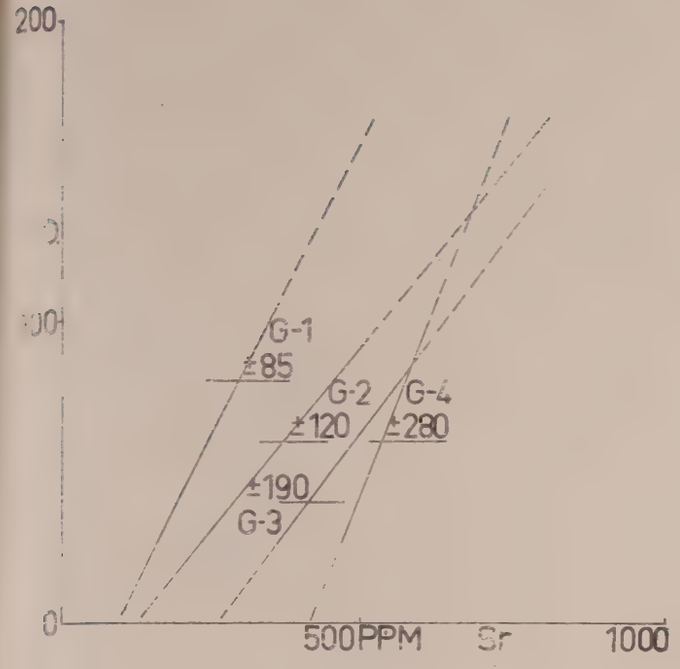
8._ MANGANÈSE

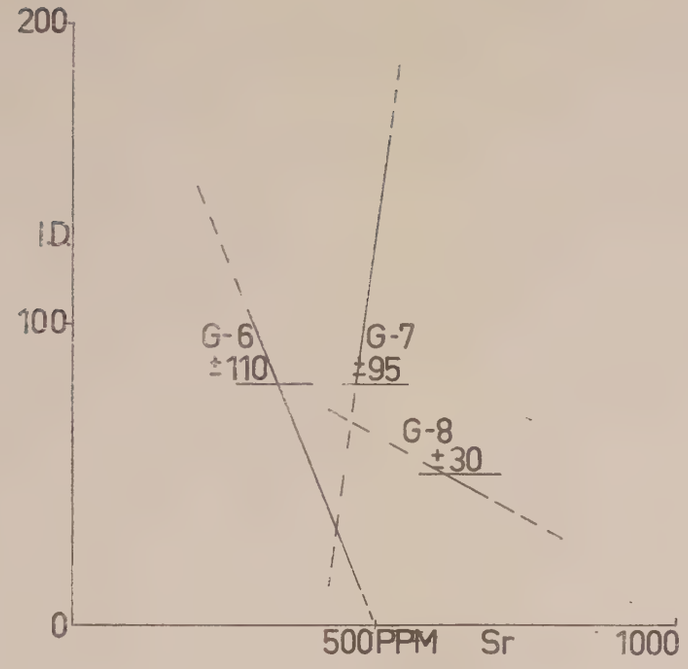


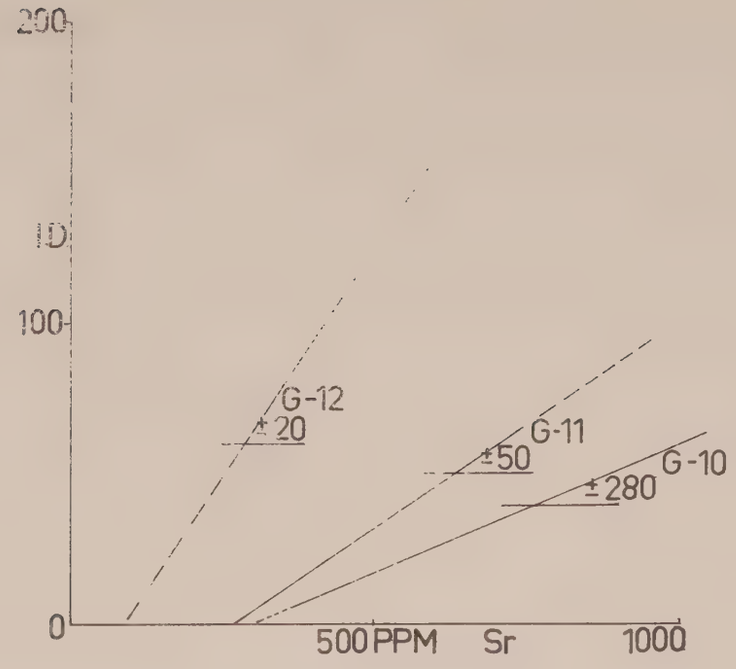




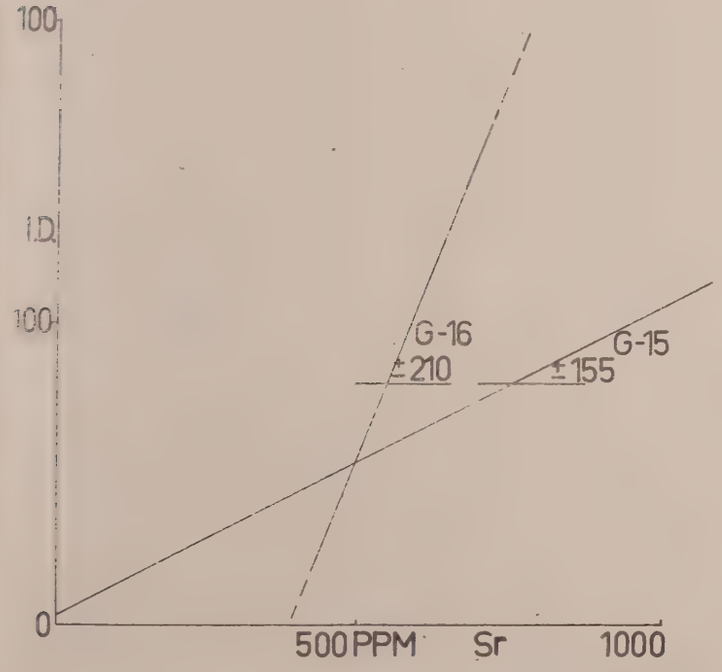
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.25._

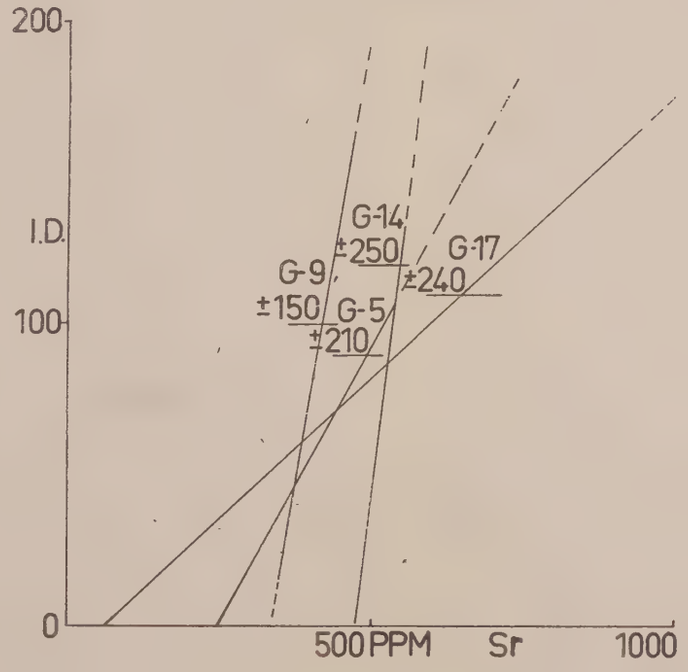


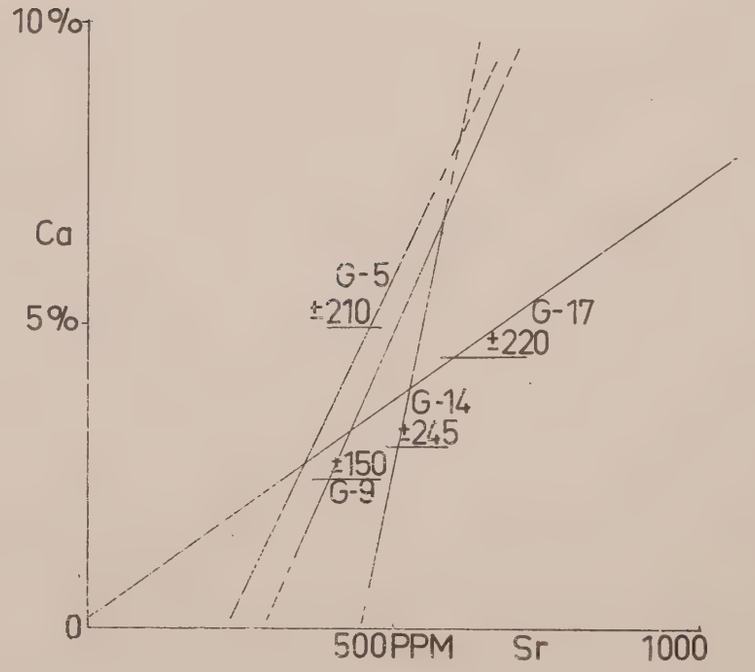




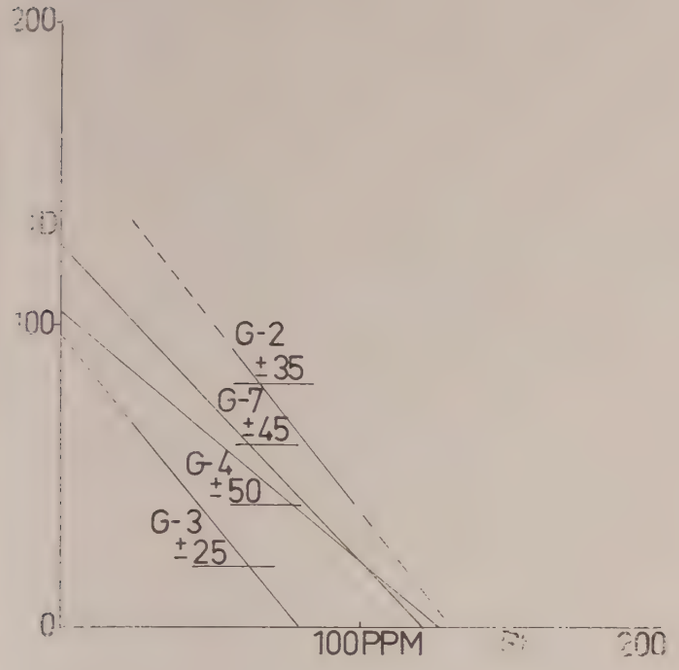
9._ STRONTIUM

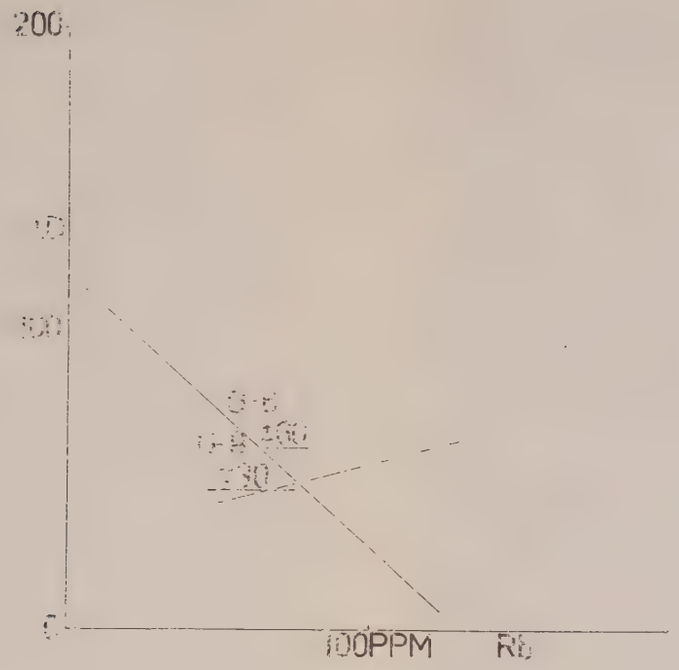


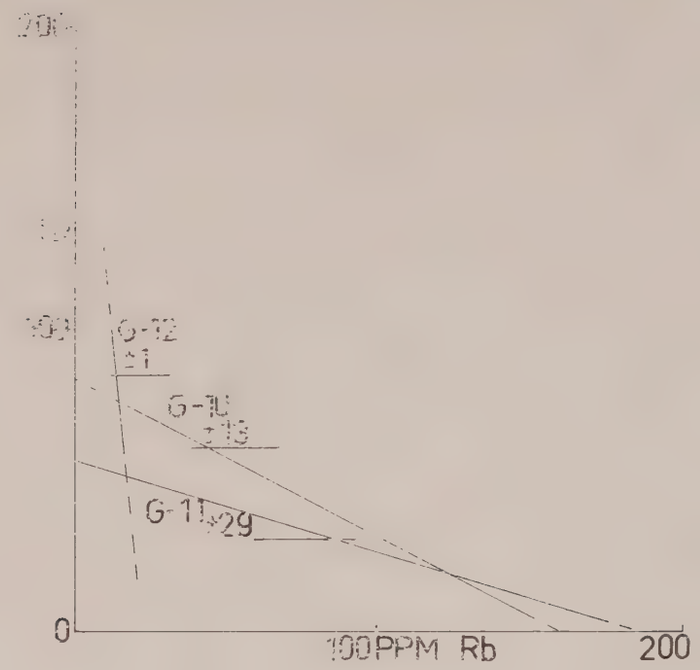




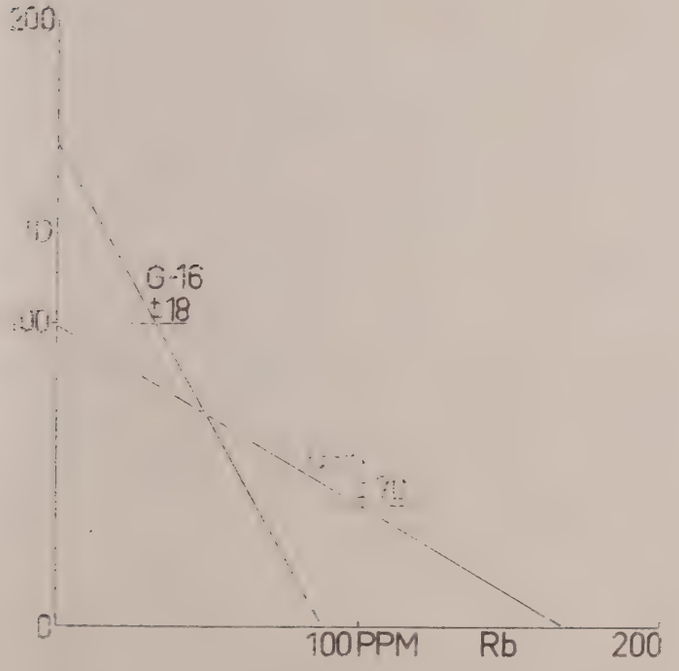
Roches Volcaniques (SUITE) FIG.26._

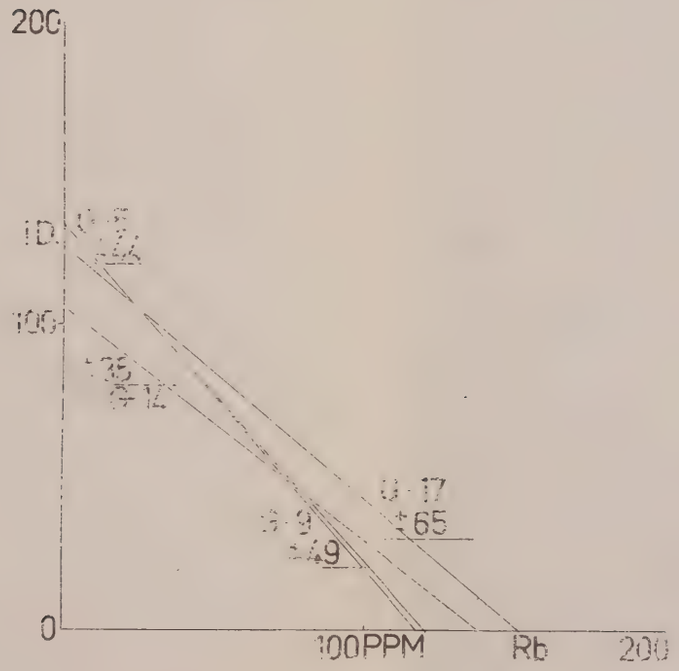


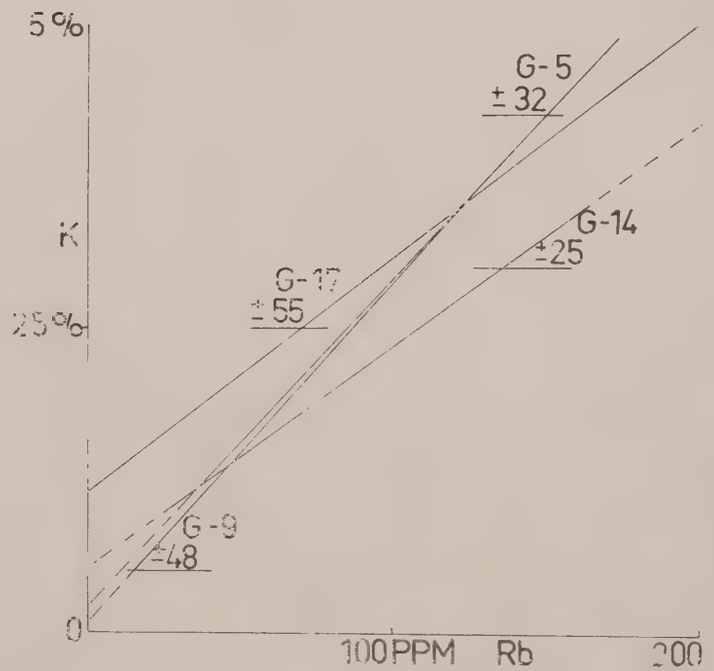




10_ RUBIDIUM







Roches Volcaniques (SUITE) FIG.27_

CHAPITRE III

A - GEOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES

Introduction

La genèse des gisements métallifères, liés aux roches granitiques peut être étudiée en fonction de trois critères principaux.

Le premier considère la concentration des métaux dans la roche, en supposant que cette concentration est représentative du milieu d'origine et en supposant qu'il y a de plus grandes probabilités de minéralisations dans les roches qui sont enrichies en ces métaux.

Le second point étudie les possibilités de concentration de ces éléments, en se basant sur le degré d'évolution pétrologique que présentent les roches. Plus ce degré est élevé, et plus il existe de possibilités pour la concentration des métaux et, partant, pour la formation de gisements.

Finalement, il faut mettre au point l'observation des facteurs structuraux, tant dans le corps granitique que dans les roches adjacentes. Ces facteurs ont pu, en dernière instance, favoriser ou mettre obstacle à l'accumulation des minéraux métallifères.

Dans notre étude, nous nous consacrerons qu'aux aspects relatifs au deux premiers points qui, seuls sont de nature proprement géochimique. La première partie traitera de quelques-uns des principaux travaux consacrés à la concentration des différents métaux dans les roches granitiques, tant du point de vue application que du point de vue purement géochimique. La seconde partie exposera les travaux relatifs à l'évolution pétrologique des roches granitiques. Nous étudierons plus particulièrement deux éléments qui sont un bon indice de cette évolution : le Sr et le Rb. Cette dernière partie sera complétée par des considérations sur l'évolution du contenu métallique des roches au travers des cycles successifs de générations granitiques ; évolution qui pourrait contribuer, dans le futur, à expliquer les différentes époques métallogéniques.

I - Les éléments en traces dans les roches granitiques et la métallogenèse

Au cours du récent congrès géologique de Prague (1968), BEUS et SITNIN ont mis en relief l'importance des caractéristiques géochimiques des roches en relation avec la genèse des gisements, bien que la spécialisation géochimique ne soit pas l'unique critère important dans la recherche de massifs intrusifs productifs (il est aussi nécessaire de considérer les altérations autométasomatiques et les roches d'alentour, etc...).

La spécialisation géochimique des roches ignées dépend autant de la

composition primaire des magmas que de l'évolution et des caractéristiques de sa cristallisation. Cela conduit à des enrichissements ou à des appauvrissements en éléments métalliques, lesquels peuvent être mis en relation, statistiquement, avec la présence de gisements minéraux.

On donne, entre autres, les chiffres suivants basés sur des études effectuées en U.R.S.S.

Elément	Contenu (ppm) dans les granites minéralisés	Contenu (ppm) dans les granites non minéralisés	Contenu retenu comme critère	Possibilité de trouver ce contenu dans les : Granites minéralisés	Granites non minéralisés
Sn	25 ± 5	2 ± 0,7	10	0,82	0,02
W	5 ± 1	2 ± 0,3	4	0,50	0,03

(la probabilité 1 indique 100 % de sureté)

Les auteurs mentionnés notent que le traitement statistique peut s'étendre aux aspects pétrologiques et aux altérations des roches.

Dans une étude antérieure, les mêmes auteurs (1968) avaient appliqué ces critères géochimiques à la reconnaissance de granites métallifères de la région de Kukulbeisk (Transbaikal oriental). Les corps étudiés incluent quelques variétés de granites (appogranites) altérés métasomatiquement, granites qui apparaissent en cupules et en apophyses à la périphérie de grands massifs intrusifs d'âge jurassique supérieur.

Les roches granitiques des complexes observés se caractérisent par des teneurs en Ta, Nb, Li, Rb, Cs, Be, Th, W, Mo, Cu, Pb et B, supérieures aux Clarkes respectifs, pour ce type de roches. Les rapports K/Rb, Mg/Li et Zr/Sn décroissent avec régularité dans les séries qui vont des diorites quartziques jusqu'aux aplogranites, en passant par les granodiorites et les granites normaux.

En comparant les contenus de Ta, Rb, Cs, W et Be de ces complexes, considérés comme responsables de la formation des gisements en métaux rares du Transbaikal oriental, avec ceux d'autres granites de la région, on observe qu'ils sont de 1, 2 à 3 fois plus élevés. Cela constituerait un cas de spécialisation géochimique.

Parmi les chiffres donnés par les auteurs, nous relevons :

Elément	Moyenne pour les granites du complexe Kukulbeisk	Moyenne pour les granites du Transbaikal	Clarke pour les roches acides	Cœfficient de concentration des granites de Kukulbeisk
Ta	5,6	3,4	3,5	1,6
Rb	310	194	200	1,6
Be	13	7	5,5	2,4
Sn	20	-	3	6,3
W	9	-	1,5	6,0
Mo	1,3	-	1,0	1,3
Cu	40	-	20	2,0
Pb	66	-	20	3,3

Diverses publications antérieures avaient aussi mis en relief la relation entre la concentration des métaux dans les roches granitiques et la présence de gisements. RABINOVICH et al. (1958), en étudiant le contenu en Mo dans divers intrusifs du Transbaikal (U.R.S.S.), trouvent que celui-ci est plus élevé dans les zones qui présentent des gisements de ce métal. D'autre part, sa teneur augmente dans chaque complexe intrusif, depuis les phases les plus anciennes jusqu'aux plus jeunes ; et il est spécialement élevé dans les roches affectées par des altérations post-magmatiques (silicification, séricitisation, etc...) dans lesquelles il atteint 200 ppm sous forme de sulfures.

En roches non altérées la teneur fluctue entre 0,5 et 3 ppm seulement.

WARREN et DELAVAULT, 1959, exposent une méthode pour déterminer la potentialité cuprifère d'un corps intrusif au moyen de l'analyse de son contenu en Cu, soluble dans l'eau régale, à chaud, suivie de calorimétrie du complexe formé avec la biquinoline. Les roches unies aux minéralisations donnent des concentrations de Cu de 5 à 10 fois plus élevées que les autres. Les auteurs considèrent que la méthode employée ne peut extraire le métal contenu dans les silicates mais ceci est erroné. PUTMAN et BURNHAM (1963) signalent en effet, que HNO_3, 1N, à froid, extrait 5 % du Cu de la biotite en 2 h, et presque 100 % en 24 h ; tandis que les études de GONI (1966) indiquent que quelques éléments en traces des silicates peuvent être lixiviés, même par des acides faibles.

SLAWSON et NACKOWSKI (1959) étudient le contenu en Pb des feldspaths potassiques des corps granitiques connectés ou non, aux gisements de ce métal (le Pb remplace K dans les feldspaths en raison de la similitude de leurs rayons ioniques). Le travail effectué dans le région "Bassin and Range", des U.S.A., est positif, puisque les massifs correspondant à des districts miniers à production de Pb présentent des teneurs nettement supérieures de ce métal dans les feldspaths ;

entre 29 et 61 ppm, contre 14 et 15 ppm pour les autres. L'unique exception, une valeur de 47 ppm dans une aire sans gisement connu est attribuée au fait que, là, on n'avait pas effectué de prospections systématiques.

SCHRIVASTABA et PROCTOR (1962) analysent les concentrations de 12 éléments dans les silicates séparés de 7 échantillons d'un massif de monzonite quartzifère de Searchligt, Nevada. Dans ce massif, se présentent des veines de Pb, Cu et Au. Les roches étudiées ont subi une altération hydrothermale partielle qui n'affecte pas la totalité des cristaux. Sélectionnant ceux qui restent sans altération visible, les auteurs calculent le contenu originel d'éléments en trace dans les roches et le comparent avec celui qu'ils ont effectivement obtenu. Cela montre une appréciable diminution du Pb, Cu, Ga, Mn, V et Sr dans les roches altérées, spécialement du Pb et Cu dans les aires proches des gisements de ces métaux. Les auteurs interprètent ce fait comme un indice de la possible origine des gisements par lixiviation et reconcentration des métaux originellement contenus dans la roche.

PARRY et NACKOWSKI (1963) déterminent le contenu de Cu, Pb et Zn des biotites de monzonites quartzifères de la région "Bassin and Range", des U.S.A. Ils constatent que chaque massif se caractérise par une distribution différente de ces éléments, et qu'il existe des relations de contraste entre la concentration des métaux dans la biotite et la production minière de l'aire. Tandis que les teneurs élevées de Cu sont associées aux zones comprenant des gisements de ce métal, le Pb et le Zn présentent des relations inverses ; c'est-à-dire : dans les aires productrices, leur concentrations dans les biotites est inférieure à la normale. Ces relations s'accentuent plus encore dans les zones où il y a une altération hydrothermale.

Les résultats de SCHRIVASTABA et PROCTOR, ainsi que ceux de PARRY et NACKOWSKI ont un intérêt métallogénique indéniable, puisqu'ils suggèrent que certains gisements doivent leurs minerais, tout au moins en partie, à la reconcentration du métal épars dans la roche, par effet d'altérations hydrothermales. En de pareils cas, l'indice révélateur de la présence de gisements serait l'anomalie géochimique négative qui les entoure.

Dans une étude de type régional, effectuée en Arizona, par PUTMAN et BURNHAM (1963), le contenu d'éléments métalliques de 7 corps intrusifs principaux, de quelques plutons mineurs et d'un complexe magmatique sont étudiés. Les auteurs analysent par fluorescence de rayons X les contenus en Ti, Fe, Mn, Ca et K ; par spectrographie d'émission, ceux en Pb, Sn, Ga, Ni, Co, Cr, Cu, Zn, Mo, V et Ag de 233 échantillons. Considérant que la majeure partie du contenu des métaux analysés se trouve dans la phase ferromagnésienne et pour éviter l'influence des variations modales, les comparaisons entre roches se réfèrent à la concentration de métaux dans cette phase (composée principalement par des biotites, dans la majeure partie des roches étudiées).

Les auteurs trouvent une grande uniformité dans la distribution d'éléments en traces pour chaque pluton. Le Pb et le Cu présentent la plus grande variation, quoique sans tendances systématiques. Dans les échantillons avec altéra-

tion hydrothermale (du type quartzoséricite), divers éléments en traces de la phase ferromagnésienne sont très diminués (Cu, Zn, Ni, Co, Cr et Mn) ; tandis que le Mo présente des contenus supérieurs à la normale.

La teneur du Cu et du Zn de la phase ferromagnésienne représente quasiment le total du contenu de la roche, excepté dans les cas où ces métaux se présentent comme sulfures. Le Ni, Cr, Sn, Ga et, spécialement, le V, sont également enrichis dans la magnétite ; et le Pb, ainsi que le Ga, l'est dans les feldspaths.

Si, dans un même pluton, le contenu métallique de la phase ferromagnésienne est uniforme, il existe des différences marquées entre plutons voisins. A peu d'exceptions près, ces différences sont significativement plus grandes que celles enregistrées au-dedans de chaque corps granitique et, dans le cas du Cu, sont corrélatives de la présence de gisements. Ceci se manifeste par des valeurs plus hautes du métal dans la roche.

Exception faite des Pb, Zn et Ga, qui augmentent (comme le fait aussi le rapport K/Ca) , et du V qui diminue, les autres éléments en traces ne montrent point de variations définies, par rapport au type pétrochimique.

En ce qui concerne la relation entre le contenu d'éléments en traces des roches et la présence de gisements métallifères, les auteurs notent que le plus grand contenu de métaux dans un corps granitique n'est pas une condition suffisante ; et qu'il est nécessaire, aussi, qu'agisse un mécanisme concentrateur. Ce mécanisme, en bien des cas, peut-être l'altération hydrothermale, laquelle, en opérant sur des roches relativement plus riches en métaux, aurait les meilleures probabilités de créer des gisements.

Important, aussi, est le minéral de la roche qui présente les plus grandes concentrations métalliques. Par exemple, les micas sont plus facilement lixiviés que les amphiboles ; partant de là, si le métal est associé aux premiers, la genèse de gisements serait facilitée par le mécanisme décrit plus haut.

Rappelons, à ce propos, que GREEN et POLDERVAART (1958) remarquent que le métasomatisme à basse température âgit en sens contraire que la différentiation magmatique. Les solutions résiduelles sont pauvres en Ca, Mg et Fe. Elles tendent à lixivier ces éléments dans les roches et à les redéposer comme calcite, dolomite, et oxydes, etc... ; ressemblant, en ceci, aux processus sédimentaires.

Si nous considérons que le Cu, Zn et autres remplacent le Fe et le Mg des silicates ; il est probable que les processus récemment décrits aient un effet similaire sur ceux-ci, lequel effet peut-être encore plus prononcé puisque leur énergie de fixation au cristal est généralement moindre que celle des éléments majeurs (GONI, 1966).

II - Distribution de quelques éléments en traces dans les roches granitiques

Nous allons désormais faire état de diverses études sur la géochimie

du Cr, Ni, Co, V, Cu et Zn. Bien que les relations avec les problèmes métallogéniques ne soient pas aussi directes, elles sont importantes puisqu'elles permettent de connaître la distribution normale des éléments cités et, par conséquent, de distinguer les anomalies.

SEN et al. (1959) effectuent une étude détaillée de la distribution d'éléments, majeurs en traces, dans les minéraux de 15 échantillons du batholite du Sud de la Californie. Les éléments en traces considérés sont le Ga, Cr, V, Mo, Ni, Co, Sc, Y, Sr, Ba et Zr ; leur concentration étant déterminée dans les feldspaths, les amphiboles, les pyroxènes, les olivines, les spinelles et les magnétites, séparés des roches de type intermédiaire et de type acide (des tonalités aux granites), exception faite d'un échantillon de norite.

Dans les feldspaths potassiques on détecte : Ga, Li, Sr, Ba, et Rb. Le Sr diminue dans les feldspaths des dernières roches cristallisées, tandis que le Rb augmente. Les plagioclases analysés contiennent Ga, Li, Sr, Ba, V et dans un cas, Cr. Ceux qui appartiennent aux premières roches cristallisées sont enrichis en Sr et appauvris en Ba. Le Ga est légèrement plus important dans les premiers plagioclases ; et, seulement chez eux, on trouve du V. Le rapport Ga/Al ne montre pas de variations définies.

Les biotites sont assez riches en Fe. En suivant la ligne de différentiation, les teneurs en Cr, V, Ni et Co décroissent ; et celles du Li et du Rb augmentent.

Comparant les hornblendes avec les biotites, on constate que les premières sont plus riches en Sc, Y, Sr et Cr ; et qu'elles ont moins de Li, Ba et Rb, et légèrement moins de V, Co et Sc que les biotites. Le contenu de Ni est similaire. Passant de la tonalité basique au granite, en suivant la ligne de différentiation, les hornblendes présentent une diminution du Cr, V, Ni et Co, et une augmentation du Li, Sc, Y et Rb ; alors que le Ga se maintient.

Les premiers hypersthènes tendent à être plus riches en Cr, V, Mo, Ni et Co, ils ont tous une plus grande quantité de Co que de Ni.

L'augite apparaît seulement dans les premières roches cristallisées du batholite. Quand elle coexiste avec l'hypersthène, ce dernier a plus de Li, Sc et Y. Les teneurs en Ni et Co sont similaires.

Pour l'olivine d'un norite, on trouve seulement le Ni et le Co qui y sont en plus fortes concentrations que dans l'hypersthène.

Le spinelle de la norite, comparé avec la magnétite, est plus riche en Ga et Co ; à même teneur en Cr ; mais est moins riche en V. Les magnétites des premières roches cristallisées sont plus riches en Cr et V et leur teneur en Ni supérieure à celle en Co ; tandis que, dans les dernières roches, ce rapport s'inverse. Comparée avec la hornblende et avec la biotite, la magnétite contient plus de Ga, Cr, V, Mo, Ni et Co.

Les auteurs donnent, entre autres, les chiffres suivants de concentration (en ppm) :

Elément	Feldspaths-K	Plagioclases	Biotites	Hornblendes
Quantité d'échantillons	5	5	10	12
Cr	ND	ND-8	5-125	2-370
Ni	ND	ND	ND-70	ND-80
Co	ND	ND	15-70	10-45
V	ND	10-20	55-400	90-1000
Sr	110-200	900-1300	ND	ND-50
Rb	400-600	ND	100-1750	ND

	Hypersthène	Augite	Olivine	Spinelle	Magnétite
Quantité d'échantillons	6	2	1	1	12
Cr	4-40	15-500	20	5000	55-3000
Ni	ND-60	ND-55	150	200	20-320
Co	55-85	12-60	250	500	40-1000
V	ND-170	200-480	ND	400	50-6000
Sr	ND	ND-10	ND	ND	ND
Rb	ND	ND	ND	ND	ND

Le contenu des roches en quelques éléments est le suivant (en ppm) :

Elément	Norite à olivine	Norite à quartz et biotite	Tonalité	Grano-diorite	Grano-diorite	Grano-diorite	Grani-te
Cr	200	75	45	30	3	15	ND
Ni	30	30	10	15	ND	5	ND
Co	55	20	20	15	3	10	ND
V	80	150	150	100	40	75	15
Sr	500	275	250	250	250	250	125
Rb	ND	100	100	100	200	250	250

Dans la tonalité, des éléments sont concentré comme suit dans les minéraux (il faut noter que le contenu total ainsi calculé ne coïncide pas exactement avec celui obtenu par analyse de la roche).

Elément	CONCENTRATION			
	Plagioclase et quartz	Hornblende	Biotite	Magnétite
Cr	ND	100	80	1800
Ni	ND	30	30	30
Co	ND	45	50	60
V	5	200	350	3500
Sr	800	10	ND	ND
Rb	ND	ND	1000	ND

Elément	TOTAL (Calculé par le % minéral dans la roche)					
	Plagioclase et quartz 65 %	Hornblende 18 %	Biotite 14 %	Magnétite 2 %	Minéraux	Roche
Cr	-	18,0	11,2	36,0	65	45
Ni	-	5,4	4,2	0,6	10	10
Co	-	8,1	7,0	1,2	16	20
V	3,2	36,0	49,0	70,0	158	150
Sr	520,0	1,8	-	-	522	250
Rb	-	-	140,0	-	140	100

a) Chrome, Nickel et Cobalt

Une étude comparative de la géochimie du Cr, Ni et Co a été présentée par TUREKIAN et CARR (1960), au XXI Congrès Géologique International de Copenhague.

Les auteurs (spectrographie d'émission avec analyse par activation neutronique) arrivent aux moyennes suivantes :

	Cr (ppm)	Ni (ppm)	Co (ppm)
Granites avec Ca < 1 %	4	0,4	0,6
Granites avec Ca > 1 %	27	14	6

Les valeurs, pour le Cr, sont assez supérieures à celles obtenues par FROHLICH (1960) par méthodes calorimétriques (1 ppm). Le Cr remplacerait autant le Fe que Al ; car divers feldspaths présentent des concentrations de l'ordre de 15 ppm de Cr. Cependant, la majeure partie de ce métal se trouve dans les minéraux ferromagnésiens des roches granitiques, le rapport entre la richesse en Cr de ces roches (ainsi qu'en Ni et Co) et leur contenu de Ca, étant dû à ce que les granites les plus calciques sont aussi les plus mafiques.

Quant au contenu en Ni des roches granitiques, sa basse concentration est très notable dans les roches moins calciques. Les auteurs ne détectent pas de Ni dans les feldspaths ; et la plus grande partie de ce métal se trouve dans la hornblende et dans la biotite.

La distribution du Co présente des caractéristiques similaires à celle du Ni, qui lui aussi, se localise principalement dans les minéraux ferromagnésiens. Il semblerait que le contenu en Co soit en relation avec celui du Fe.

EDEL'SHTEIN (1960) répète cette information en indiquant que la majeure partie du Ni des roches granitiques est concentrée dans l'amphibole et dans la biotite ; et que sa participation dans les feldspaths est insignifiante. Il signale, en outre, que la géochimie du Ni est contrôlée par son affinité avec le Mg et le Fe, auxquels il se substitue isomorphiquement.

CARR et TUREKIAN (1961) exposent les résultats d'une étude très soignée sur la géochimie du Co. Les auteurs trouvent une moyenne de 1 ppm dans les granites, et de 7 ppm dans les granodiorites. Dix roches granitiques à moins de 1 % de Ca donnent une moyenne de 0,74 ppm ; tandis qu'avec seize roches de plus de 1 % de Ca, on détecte 3,6 ppm de moyenne. Par ailleurs, ils recherchent la corrélation du Co et du Mg dans les roches granitiques, et trouvent effectivement une bonne cohérence entre les deux éléments. Le rapport Co/Mg serait proche de 0,00066.

Les chiffres donnés par ces auteurs concordent bien avec ceux de SANDELL et GOLDICH (1943) qui indiquent 0,5 à 5 ppm comme concentration du Co dans les roches granitiques.

CARR et TUREKIAN (1962) modifient légèrement les chiffres proposés pour le Cr, en 1960. Se basant sur l'analyse de 30 roches granitiques, analyse effectuée par activation neutronique, ils arrivent au chiffre de 4 ppm de Cr pour les roches de moins de 1 % de Ca, et de 22 ppm pour les plus calciques. Ils ne trouvent pas de corrélation du Cr avec le Ca ou le Fe, mais en trouvent avec le Mg (cœfficient

de corrélation + 0,71). Si l'on emploie cette relation et la valeur de rapport Cr/Mg, les chiffres donnés plus haut se réduisent à 3 et 16 ppm respectivement. L'analyse des feldspaths d'une des roches étudiées donne 1,7 ppm, et celui de la biotite 190 ppm. Si l'on considère que la biotite est un minéral abondant dans les granites et roches similaires, on arrive à la conclusion que ce minéral peut-être le principal magasin du Cr dans ces roches.

SERYKH (1964) publie un travail sur la géochimie du Ni dans les roches granitiques ; travail ayant pour base l'analyse de roches appartenant à divers massifs du Kazakhstan (U.R.S.S.). Les roches correspondant à des séries comagmatiques (des diorites aux alaskites) et leurs minéraux y ont été analysés par méthodes colorimétriques. Bien que le Ni présente une bonne corrélation avec le Fe^{+2}, les plus grandes concentrations de ce métal se trouvent dans les minéraux ferromagnésiens et, par conséquent, dans les roches mafiques, les feldspaths et le quartz montrent aussi des contenus non négligeables en ce métal.

Roches	Nombre d'échantillons	Ni (ppm)	Minéral	Nombre d'échantillons	Ni (ppm)
Diorites	5	54	Quartz		4
Granodiorites Granites	35	18	Feldspaths		8-16
Alaskites Granites Leucogranites	44	10	Hornblende		46-100
Filons acides	38	8	Biotite		50
			Magnétite		
Moyennes (sans les filons)	89	16	Spène	1	6
			Ilmenite	1	38

Les minéraux noirs contiennent la majeure partie du Ni des roches, excepté dans le cas des granites acides où le principal réservoir est le feldspath.

L'auteur considère qu'il existe une similitude plus grande du Ni avec le Fe^{++}, qu'avec le Mg^{+}. Quant à la présence du Ni dans les feldspaths et le quartz, ce qui ne coïncide pas avec les résultats obtenus par d'autres auteurs, cela pourrait être attribué à des raisons typochimiques (dans la signification de JEDWAB), au remplacement du Fe contenu dans le feldspath (0,88 % de FeO) ou, simplement, à des contaminations ou à des erreurs de dosage colorimétrique.

B) Cuivre

SERYKH (1963) étudie la distribution du Cu en diverses séries de roches granitiques liées génétiquement. Dans trois massifs intrusifs, d'âge Calédonien, du nord de Kazakhstan (U.R.S.S.), il trouve un bonne corrélation entre les teneurs

en Cu et en Fe^{+2}. Cependant, le rapport Cu/Fe^{+2} n'est pas constant, et il tend à augmenter dans les derniers différenciés. Dans un des complexes étudiés, le rapport $Cu \times 10^4/Fe^{+2}$ varie de 10 à 15 pour les premières roches cristallisées et de 21 à 31 pour les derniers différenciés (alaskites). La relation Cu - Fe^{+2} permet donc de distinguer les concentrations normales de Cu de celles qui sont dues à des minéralisations surimposées et il permet aussi d'effectuer des corrélations entre divers massifs intrusifs. Par ailleurs, SERYKH calcule le Clarke du Cu dans l'écorce terrestre, estimant un rapport $Cu \times 10^4/Fe^{+2}$ égal à 17, et une valeur de 4,5 % pour le contenu de Fe^{+2} ; il arrive ainsi au chiffre de 76 ppm, plus élevé que celui calculé par des méthodes plus directes.

Au sujet de la localisation du Cu dans les minéraux des roches il en a été fait déjà un bref résumé. GOLDSCHMIDT pense que le Cu des roches se trouve principalement à l'état de sulfures. Néanmoins, SANDELL et GOLDICH trouvent peu de rapport entre le Cu et le S, dans leur étude des roches ignées d'Amérique du Nord. WAGER et MITCHEL, eux, ne trouvent pas de S suffisant dans les roches de Skaergaard pour fixer tout le Cu et ils en concluent qu'en partie, Cu remplace le Mg. SERYK trouve aussi de basses concentrations de S dans les roches étudiées (généralement inférieures à 40 ppm). Ni les diorites, ni les granodiorites ne présentent de traces de chalcopyrite ; et il n'en trouve que dans 7 des 19 échantillons d'alaskites seulement. Ceci paraît être du à la trop grande volatilité du Cu S aux températures de cristallisation des roches étudiées.

L'auteur signale que les biotites des granodiorites ont 160 ppm de Cu, tandis que celles des alaskites en ont 40 ppm, et celles des filons granitiques, 35 ppm seulement.

Pour la concentration de Cu dans les roches étudiées, et pour sa relation avec le Fe^{+2}, les chiffres sont les suivants :

Roches	Nombre d'échantillons	Cu (ppm)	Fe^{2+} %	$Cu \times 10^4/Fe^{+2}$
Diabases	3	110	7,52	14,62
Diorites et diorites quartzifères	5	52	4,31	12,07
Granodiorites et granites	22	28	1,66	16,87
Alaskites	28	19	0,82	23,75
Filons granitiques	25	15	0,50	30,00

c) Zinc

BUTLER et THOMPTON (1967) proposent l'évolution du contenu en Cd et Zn

de quelques roches granitiques du nord du Nigeria (Afrique). Les auteurs trouvent un enrichissement progressif de ces métaux durant le cours de la différentiation ; de sorte qu'il y a jusqu'à 1000 ppm de Zn dans les roches à albite et riebeckite.

III - Les éléments en traces comme indicateurs de l'évolution pétrologique des roches granitiques.

En même temps que l'étude de BEUS et SITNIN (1968) mettait l'accent sur l'importance de la concentration des métaux dans les roches granitiques, en relation avec la présence de possibles gisements associés, une autre étude, présentée au même Congrès Géologique de Prague, consacra son attention à l'évolution et à l'influence des concentrations, dans la genèse de gisements métallifères. En effet, TAUSON et al. signalent que les fluctuations du contenu métallique entre les divers massifs intrusifs ne dépasse pas, en général, un facteur supérieur à 3 ; et ils considèrent que l'intérêt doit se porter surtout sur les particularités de chacune des intrusions et, aussi, sur les processus post-magmatiques. Par ailleurs, ils ne considèrent pas nécessaire d'envisager une source profonde spéciale pour les métaux des gisements, puisque ceux-ci, en moyenne, correspondent à 0,01 % du métal épars dans les intrusifs ; il suffit donc d'une faible concentration pour expliquer la formation des gisements métallifères.

Au cours de la cristallisation des magmas, une grande proportion d'éléments métalliques entre dans les structures cristallines des minéraux des roches ; et seulement une petite partie reste dans la phase fluide, par affinité avec les substances volatiles. De ces deux mécanismes dépend la dispersion primaire des métaux. Partant de ce point de vue, les auteurs classent les intrusifs granitiques en 4 groupes : batholites abyssaux, batholites mésoabyssaux, intrusifs hypo-abyssaux avec bas niveau de substances volatiles, intrusifs hypoabyssaux avec haut niveau de substances volatiles.

Les batholites abyssaux atteignent des profondeurs de 8 à 10 km sous la superficie. En eux prédominent la cristallisation lente qui favorise la dispersion cristallochimique des métaux. De là, leur contenu en ces éléments est très proche du Clarke ; et la formation de gisements dans l'intrusion principale y est improbable. Cependant, dans les intrusifs secondaires, correspondant aux derniers différenciés acides, il peut se produire un enrichissement en éléments volatils accompagné d'une décroissance des métaux qui sont en rapport avec le Mg et le Fe (Zn, Cu, Ni, Co, etc...), et une augmentation de ceux qui sont en rapport avec le K (Rb, Tl, Pb, etc...). Lorsque ces intrusions secondaires ont pu s'élever au travers de zones faibles et arriver à 2 - 4 km de la superficie, elles présentent un intérêt minier, au moins pour les métaux associés à la phase volatile.

Les intrusions mésoabyssales, formées à 4 - 5 km sous la superficie, se caractérisent par des grandes variations de faciès. Ceci s'accompagne d'une perte hâtive d'éléments volatiles et d'une considérable dispersion cristallochimique des métaux. De là, ces intrusifs mésoabyssaux sont peu intéressants quant aux minéralisations potentielles.

Dans les intrusions hypoabyssales, la possible formation de gisements

dépend du contenu en éléments volatiles et des conditions de dégazéification. Si ces conditions sont favorables, il peut se produire une augmentation considérable de la concentration métallique dans les parties inférieures. D'intérêt spécial sont les différentiations acides apicales.

En conditions défavorables de dégazéification, ou si le contenu de gaz est bas, les intrusifs hypoabyssaux présentent peu d'intérêt du point de vue minier.

Les auteurs signalent qu'un autre critère important est la distribution des éléments métalliques entre les différents minéraux. La concentration préférentielle dans les minéraux tardifs est un indice favorable. Finalement, ils considèrent aussi la relation entre la concentration moyenne de quelques métaux dans les massifs intrusifs et la présence de gisements ; et signalent que les massifs minéralisés présentent des concentrations de 4 à 5 fois supérieures pour certains éléments (F, Nb, Ta), mais des valeurs moyennes à peine supérieures pour d'autres métaux (Pb, Zn, Mo).

Il est indubitable que les caractéristiques pétrologiques des intrusions et les processus magmatiques ont une importance considérable dans la genèse des gisements métallifères. Ces aspects peuvent être étudiés aussi à l'aide de quelques indicateurs géochimiques, parmi lesquels se trouve l'évolution des concentrations du Sr, et du Rb.

Dans les pages suivantes nous allons nous référer à quelques publications sur la géochimie de ces éléments dans les roches ignées et, spécialement, à leur comportement dans les processus de différentiation magmatique.

a) Strontium

Une large étude de la géochimie du Sr a été publié par TUREKIAN et KULP, en 1956. Ils ont analysé 1000 roches environ de différents types et de provenances variées. La méthode d'analyse employée est la spectrographie, dont les résultats sont contrôlés au moyen de la dilution isotopique.

Les roches granitiques étudiées présentent une corrélation positive significative du Sr vis-à-vis du Ca ; mais pas avec les autres éléments majeurs.

La raison de cette corrélation est attribuée à la mobilité similaire que ces deux éléments présentent au cours des processus de formation du granite.

La cohérence du Sr vis-à-vis du Ca dans les roches granitiques pose un problème délicat pour établir leur concentration moyenne dans ces roches, du fait que les résultats qu'on peut obtenir dépendent toujours du plus ou moins grand contenu de Ca des roches à considérer. De même, sa concentration moyenne dans l'écorce continentale dépend également de la composition que l'on suppose pour celle-ci. Si on la suppose avec prédominance granodioritique on obtient une valeur de 440 ppm de Sr (selon les données de TUREKIAN et CARR). Au contraire, si on la considère constituée principalement par des roches peu calciques (avec moins de 1 % de Ca) on arrive à une moyenne de 100 ppm de Sr seulement.

Les variations régionales du contenu en Sr des roches granitiques dépendent aussi de leur teneur en Ca ; quoique, en quelques cas, la différentiation magmati-

que puisse produire des changements importants du rapport Sr/Ca.

GERASIMOVSKI et LEBEDEV (1958) étudient les teneurs en Sr et Ca des roches du massif granitique alcalin de Lovozero (U.R.S.S.) et trouvent des concentrations comprises entre 80 ppm, avec 1,75 % de Ca ; et 300 ppm, avec 11 % de Ca. Le rapport entre les deux éléments n'est pas défini, du à ce que le Sr remplace non seulement le Ca, mais aussi le K des silicates.

Les syenites néphéliniques du massif ont un rapport Sr/Ca grand qui varie entre 0,033 et 0,541 (selon VINOGRADOV, 1956, les rapports Sr/Ca sont de 0,0-167 - 0,023 pour les roches acides ; de 0,01772 pour les roches intermédiaires ; et de 0,0065 pour les roches basiques).

HALL (1963) décrit la distribution de quelques éléments majeurs et en traces dans les feldspaths de deux massifs granitiques de Donegal en Irlande. Les résultats montrent d'intéressantes relations entre les contenus en Sr et Ca ; mais leur interprétation est un peu douteuse, en raison de la séricitisation que présentent les feldspaths.

Roches	Teneur des plagioclases				Teneur des feldspaths potassiques			
	Ca %	Sr (ppm)	K%	Rb(ppm)	Ca%	Sr(ppm)	K%	Rb (ppm)
Tonalité	3,45	870	0,82	ND	0,27	540	12,36	300
Diorite quartzifère	2,53	970	0,79	ND	0,42	640	12,35	240
Granodiorite	2,11	1030	0,21	ND	0,07	720	12,35	250
Granite à Muscovite	0,81	140	1,57	80	0,13	310	12,70	860
Granite	1,10	290	1,31	ND	0,22	190	12,55	440
Aplite	0,80	ND	0,27	ND	0,08	ND	12,43	1220

ND : non détecté (inférieur à la sensibilité de 60 ppm de l'équipement de fluorescence X employé)

A la différence du Rb, qui présente une claire préférence pour le feldspath potassique, le Sr est trouvé en importantes teneurs dans les deux feldspaths.

MOGAROVSKY et MELNICHENKO (1967) effectuent une étude statistique du Sr dans des roches granitiques (pluton Hussar) d'âge paléozoïque supérieur de la République de Tadshik (U.R.S.S.), ainsi qu'en ses minéraux. Les roches correspondant à des séries comagmatiques, montrent des contenus en Sr décroissants avec la différentiation ; et qui varient autour d'une moyenne de 660 ppm dans les premières diorites quartzifères et granodiorites ; et de 320 ppm dans les dernières

roches felsitiques (aplites). Le rapport Sr/Ca x 10^3 augmente de 20,1 à 34,1 , des premières roches aux dernières différenciées.

En ce qui concerne la distribution du Sr entre les minéraux, on trouve que plus d'un 80 % est contenu dans les feldspaths; la hornblende, la biotite et le quartz se répartissant le pourcentage restant, de manière décroissante. Alors que dans les plagioclases et les amphiboles le Sr remplace le Ca, dans les feldspaths potassiques et dans les biotites il occupe la place du K par substitution hétérovalente.

Les roches présentent une bonne corrélation entre le Sr et le Ca (+ 0,76). La concentration moyenne de Sr du massif est de 500 ppm, valeur supérieure à celles données jusqu'ici pour ce type de roche. Parmi les chiffres donnés par les auteurs, retenons ceux qui suivent :

Phase	Roche	Sr (ppm) Moyenne	Ca % Moyenne	Sr/Ca x 10^3
I	Diorites quartziques et Granodiorites	660	3,27	20,1
II	Granites à Hornblende - Biotite	540	1,19	27,2
III	Granites à biotite	460	1,27	36,1
IV	Granites aplitiques et Aplites	320 320	0,94 0,36	34,1 88,9

La plupart des auteurs s'accordent à dire que le Sr entre dans la structure des plagioclases avec moins de facilité que le Ca. Ses charges électriques et son électronégativité sont bien égales mais le Sr possède un plus grand rayon ionique (1,16 A° contre 1,03 A° pour le Ca). Par là le rapport Sr/Ca augmente avec la différentiation. Le fait que les premiers différenciés, et les plagioclases de ceux-ci, contiennent plus de Sr, est simplement du à ce qu'il contiennent aussi plus de Ca, et, donc plus de possibilités de remplacement.

Cependant, BROOKS (1968), en se basant sur des informations expérimentales et des renseignements relatifs à l'intrusion de Skaergaard, considère que le Sr entre plus rapidement que le Ca dans la structure des plagioclases ; et pense qu'il devrait être concentré dans les premiers formés. Ceci ne s'accorde pas avec le fait que le rapport Sr/Ca augmente au cours de la différentiation. Ceci, selon l'auteur, ne peut être interprété qu'en considérant les changements de composition du liquide restant après la cristallisation d'autres minéraux qui, eux aussi, contiennent du Ca.

b) Rubidium

La signification de quelques rapports K/Rb anormaux a été présenté par

TAYLOR et al. (1956). Les auteurs exposent d'abord un résumé des principaux travaux antérieurs, spécialement celui de AHRENS et al. (1952). Le rapport K/Rb conserve autant dans les roches ignées que dans les météorites, une valeur constante proche de 90. Toutefois, en raison de fautes analytiques sur Rb (AHRENS et al.), la valeur réelle de K/Rb, actuellement admise, est de 240.

En dehors de diverses séries volcaniques, TAYLOR et al. étudient quelques granodiorites, felsites, granophyres et granites d'Angleterre. En quelques-unes de ces roches on trouve des rapport K/Rb très bas (50-150) que les auteurs attribuent à des processus avancés de différentiation magmatique.

HORTSMANN (1957) étudie le rapport K/Rb de 239 échantillons de roches ignées et sédimentaires du Précambrien à l'Actuel. Il arrive à une valeur statistiquement constante de 270 pour les roches ignées. Pour les autres types pétrographiques les valeurs suivantes sont obtenues :

Roches	Nombre d'échantillons	Rb (ppm)	K/Rb
Granites	63	170	240
Syénites	3	110	410
Diorites	5	110	330
Gabros	15	30	310

TAUSON et STAVROV (1957) décrivent la géochimie du Rb dans les roches du batholite de Susamyr (U.R.S.S.). Ils établissent que les derniers différenciés du complexe magmatique sont enrichis en Rb par un facteur de 4 ; la teneur moyenne étant de 170 ppm de Rb, essentiellement contenu, à 70 - 90 %, dans les minéraux avec K.

Bien que les plus grandes concentrations se trouvent dans la biotite et surpassent de deux à trois fois celles du feldspath potassique, ce dernier, grâce à sa plus grande proportion dans la roche, contient entre 50 à 75 % du Rb total.

SAZHINA (1958) se réfère à l'abondance du Rb dans les granites de l'U.R.S.S. Il détermine le contenu de 90 échantillons recueillis en différentes régions et arrive aux valeurs suivantes :

Roches	Nombre d'échantillons	Rb (ppm)	Rb (ppm) moyenne
Granites à plagioclase	3	70-120	90
Granites à biotite	54	30-900	250
Granites	21	30-770	310
Alaskites	6	106-410	310
Aplites	6	87-440	180
Total	90	30-900	257

DEMIN et KHITAROV (1958) décrivent la géochimie de K, Rb et Tl dans les roches ignées ; ainsi que l'emploi de leurs informations pour traiter quelques problèmes pétrologiques.

Les auteurs se réfèrent à l'exemple du massif de Malaya Lava (Caucase) dans lequel on distingue 4 faciès principaux : le premier est constitué par une tonalité et le dernier par une alaskite, tandis que les intermédiaires correspondent à des granites. K, comme le Rb et le Tl, augmente en concentration du premier au dernier faciès ; et cette augmentation suit l'ordre successif des intrusions. D'autre part, le Rb et le Tl sont contenus principalement dans le microline, bien que leur concentration dans la biotite puisse mieux s'expliquer, puisque le plus grand rayon atomique du Rb facilite son remplacement au K dans les minéraux chez lesquels ce dernier a une coordination élevée (de 8 dans le feldspath pour 12 dans la biotite).

Le Rb et le Tl se comportent de manière si similaire dans la différentiation magmatique, que le rapport Rb/Tl dépend seulement de celle de la source première ; d'où son utilité pour établir des corrélations entre les différents intrusifs. A côté des rapports K/Rb et K/Tl, qui tendent à diminuer dans les phases successives, le rapport Rb/Tl constitue un antécédent de valeur pour l'étude des granites.

VOSKRESENSKAYA (1959), pour les roches ignées de Tyny-Auz (U.R.S.S.) use du Rb et Tl pour trouver la relation entre deux intrusions principales d'âge différent et une phase d'extrusion rhyolitique. Cette dernière peut en effet correspondre soit aux derniers différenciés des magmas granitiques soit au commencement d'une nouvelle étape, indépendante, d'activité volcanique.

Les études des rapports Rb/Tl montrent une grande similitude entre le granite le plus jeune et les rhyolites ; et des différences très marquées entre celles-ci et le granite ancien. En conséquence, l'auteur considère comme probable que les rhyolites correspondent aux ultimes différenciés du magma granitique le plus jeune.

L'auteur indique aussi que, bien que le Rb et le Tl se comportent de manière

similaire dans la différentiation magmatique, ils sont affectés de manière différente par les processus d'assimilation ou d'hybridisme ; et par les altérations métasomatiques des minéraux contenant du potassium.

VOLKOV et SAVINONA (1959) étudient la distribution du Rb et du K dans les roches du massif alcalin de Lovozero (U.R.S.S.). Ils confirment la décroissance du rapport K/Rb au cours des phases intrusives successives.

Phase intrusive	Roches	Nombre d'échantillons	K%	Nombre d'échantillons	Rb (ppm)	K/Rb
I	Syénites néphéliniques	13	3,91	14	140	280
II	Foyaites Urtites	40	4,13	22	205	200
III	Lujaurites à eudialite	10	3,95	13	230	170
IV	Syénites à sodalite	7	2,50	5	145	170

La moyenne pour les roches du massif est de 210 ppm de Rb, et de 195 ppm pour le rapport K/Rb.

HEIER et TAYLOR (1959) étudient la distribution de Na, K, Rb, Cs, Tl et Pb dans les feldspaths potassiques de quelques roches granitiques du soubassement cristallin de Norvège.

La majorité des feldspaths ont des teneurs en Rb comprises entre 200 et 400 ppm ; mais la concentration peut être très grande. Elle varie depuis 50 jusqu'à 1730 (cette valeur est trouvée dans une amazonite).

VOSKRESENSKAYA et al. '1962) décrivent quelques aspects de la géochimie du Tl, Rb et Li dans les processus magmatiques. Ils considèrent 49 échantillons de roches granitiques de la région du Caucase.

Le Rb et le Tl tendent à se concentrer dans les derniers différenciés magmatiques ; ils sont donc plus abondants dans les coupoles des batholites. Le rapport Rb/Tl se maintient constant au cours de la cristallisation magmatique ; et même, durant l'autométamorphisme ; quoiqu'il soit modifié par l'activité post magmatique accompagnée de dépôt de sulfures.

KUTS et MISCHENKO (1963) se réfèrent à la distribution du Li et du Rb, et aussi aux minéraux qui les contiennent, dans une étude qui traite de deux intrusifs granitiques de la région d'Azov (U.R.S.S.).

Le Rb de ces deux plutons apparaît distribué normalement ; et en égale con-

centration dans les deux. La concentration moyenne est de 550 ppm de Rb, avec une déviation standard de 170 ppm. Le Rb est contenu dans les micas qui acceptent 30 % du total ; dans les microclines (avec 40 %) ; dans les plagioclases et le quartz (qui camouflent respectivement 15 % et 10 % du Rb total). La distribution, de type normale, du Rb est précisément du à sa répartition dans ces divers minéraux des roches.

Le métasomatisme qui affecte les plutons a agi de manière similaire sur le Rb et le Li, les déplaçant des aires les plus intensément affectées, et les redéposant dans d'autres. Les granites albitisés présentent leurs plus grandes concentration de Rb et Li dans les parties apicales.

Le comportement du Rb et du Tl lors de l'autométasomatisme est aussi décrit par VOSCKRESENSKAYA et FELDMAN (1964). Ils trouvent que les concentrations augmentent de 4 à 5 fois dans les roches altérées (celles-ci appartenant à un massif granitique de Taidut (U.R.S.S.).

LYAKOVICH (1963) étudie la distribution du Li, Rb et Sr dans des filons liés aux roches granitiques de l'Oural et de la région de Tuva (U.R.S.S.). Le Rb présente de plus grandes concentrations dans les aplites et les pegmatites que dans le granite. En échange, les filons de quartz sont très pauvres en Rb, bien que la concentration en cet élément dans les micas des veines soit importante.

Le Sr est appauvri dans les filons ; excepté dans les lamprophyres qui ont des concentrations supérieures à celles des granites.

En résumé, les travaux auxquels nous nous sommes référés s'accordent pour signaler la relative constance du rapport K/Rb dans les roches granitiques ; mais ils font remarquer que, pour chaque complexe, ce rapport tend à diminuer au cours de la différentiation magmatique.

D'autre part, le métasomatisme affecte de manière importante la concentration du Rb, le redéplaçant et le reconcentrant dans les parties apicales des massifs.

Le comportement du Rb se comprend facilement si l'on considère ses propriétés cristallochimiques vis-à-vis de celles du K. En effet, ces deux éléments possèdent des charges égales comme ions, et une électronégativité égale ; mais le rayon ionique du Rb est quelque peu supérieur à celui de K (1,47 A° contre 1,33 A°, respectivement). Par suite le Rb tend à se concentrer dans les liquides résiduels et il remplace le K en plus grande proportion dans les derniers minéraux cristallisés. Par ailleurs, le métasomatisme qui affecte le K agit avec une plus grande intensité sur le Rb, puisque l'énergie qui unit le Rb au cristal est moindre.

En conséquence, le Rb constitue un indicateur important de l'évolution des roches granitiques et des processus d'altération qui les affectent. Nous avons signalé cet aspect qui a une importance métallogénique.

Nous nous référerons, finalement, à un aspect peu étudié, mais dont l'importance pétrologique et métallogénique peut être très grande : l'évolution géochimique des cycles magmatiques à travers les périodes géologiques successives.

Parmi les rares travaux qui abordent ce problème, nous en avons sélection-

né deux qui traitent d'études effectuées au Brésil et en Afrique du Sud.

HERZ et DUTRA (1960) analysent 39 échantillons de roches granitiques d'âges différents mais appartenant tous à des complexes précambriens de l'Escudo Brésilien datés à 2400, 1500 et 500 millions d'années.

Les résultats démontrent que les plus grandes concentrations de Sr se trouvent dans les roches les plus anciennes ; tandis que les plus grandes valeurs en Ba, V, Co, Sc, Cr, Ni et Cr sont dans les formations d'âge intermédiaire (les plus mafiques) ; et que le La, Nb, Sn, Zn et Ga se concentrent de préférence dans les massifs les plus jeunes, qui sont de type felsitique.

Les auteurs attribuent les résultats, tout au moins en partie, aux différentes caractéristiques pétrographiques des complexex. HERZ et DUTRA considèrent également possible qu'ils soient le résultat d'une migration séculaire de quelques éléments chimiques.

SIEDNER (1968) étudie le contenu en Na, K, Mg, Li, Rb, Tl et Ca de 28 roches granitiques de la province ignée de Damarland (Afrique du Sud), roches qui appartiennent à des batholites granitiques d'âges Précambrien, Cambrien et Mésozoïque.

Par la composition chimique globale de ces roches, similaire à celle de l'eutectique ternaire, on considère qu'elles sont d'origine magmatique. Les variations systématiques de la concentration et du rapport des métaux alcalins (en particulier de K, Rb et Tl), sont analogues dans les trois générations de granites.

Les concentrations de Rb, déterminées par fluorescence X, sont relativement constantes pour chaque groupe de granites d'âge égal. Les granites précambriens contiennent une moyenne de 124 ppm ; les granites cambriens, 232 ppm et les granites mésozoïques 338 ppm. Les rapports K/Rb y sont respectivement de 334, 204 et 165.

Bien qu'il fasse remarquer que les variations observées puissent être dues à un niveau d'emplacement différent, l'auteur pense que la cause principale est constituée par les successifs épisodes de fusion partielle de granites plus anciens et de sédiments ; ce qui aurait produit un enrichissement en Rb (comme celui que l'on observe dans les phases successives d'une même intrusion). A ce sujet, SHAW (1968) considère que l'évolution de l'écorce terrestre, qui a subi des épisodes répétés d'orogenèse et d'anatexie devrait conduire à une plus grande concentration du Rb. par rapport au K à travers les temps géologiques.

B - ROCHES PLUTONIQUES DU CHILI, ENTRE LES PARALLELES 33° et 34° S

I - Les roches granitiques chiliennes

Les plus anciens granites chiliens connus apparaissent sous forme de galets de leucogranites aplitiques et de granophyres dans des conglomérats d'âge carbonifère provenant d'une ancienne masse continentale paléozoïque située à l'Ouest de la côte actuelle (MUÑOZ CRISTI J., 1960).

F. HERVE (information verbale) a étudié un conglomérat granitique possible (analyse G-O) inclus dans des roches du soubassement métamorphique ; cependant, ni les rapports structuraux, ni l'origine n'en apparaissent suffisamment clairs.

L'orogenèse qui fut la phase culminante de l'évolution géosynclinale paléozoïque a été accompagnée d'importantes intrusions granitiques.

Les affleurements de ces roches sont distribués en deux franges longitudinales discontinues : l'occidentale, comprise entre le 25°30' et le 38°15' S ; et l'orientale entre le 22° et le 28°15' S.

La détermination de leur âge par la méthode plomb-alpha permet de les assigner au carbonifère-permien.

Les roches paléozoïques sont plus grossières, plus siliceuses, plus leucocrates et plus riches en biotite que les roches intrusives plus modernes. En outre, elles contiennent fréquemment du microcline et elles présentent des effets cataclastiques plus intenses (RUIZ C., 1965).

En rapport avec les phases orogéniques du géosynclinal andin, des cycles intrusifs se sont produits au Jurassique supérieur, au Crétacé supérieur et au Tertiaire (RUIZ et al. 1960, LEVI et al., 1962). Il y a migration horizontale des foyers, d'Est en Ouest (FERRAR et al. 1970).

Les roches granitiques jurassiques affleurent principalement au nord du parallèle 34° S. Leur couleur va d'une teinte moyenne à sombre, et leur composition varie entre la granodiorite et la diorite (LEVI et al., 1963). Ces roches se seraient mises en place tout au long d'une frange NW proche de la côte, et seraient adjacentes, à l'est, aux affleurements de roches paléozoïques.

Les intrusifs crétacés correspondent principalement aux granodiorites, et sont de grain moyen et de couleur claire. Ils ont une large distribution dans le pays ; ils se situent dans une frange parallèle et plus orientale par rapport aux roches jurassiques. En ce qui concerne les âges plomb-alpha publiés, pour ces roches, ils varient généralement entre 90 $\pm$ 10 et 110 $\pm$ 10 m.a. (RUIZ, 1965).

Les roches granitiques tertiaires affleurent dans la région pré-andine et andine du nord et du centre du Chili. Elles proviennent, en général, de petits affleurements, d'un caractère hypo-abyssal. Les granodiorites, trondjhémites, monzonites et tonalites prédominent, ainsi que leurs équivalents porphyriques et microgrenues. Leur datation par le plomb-alpha indiquerait, pour la plupart, un âge éocène.

II - Les cycles intrusifs et les gisements métallifères

Exceptée la présence de filons de quartz avec pyrite aurifère dans quelques localités du Sud du Chili, on n'a pas connaissance de gisements métallifères ayant rapport avec le granite paléozoïque. Cela se doit, probablement, à l'érosion des roches injectées avec le massif granitique et à celle, aussi, de ses propres niveaux supérieurs (Coupole, apophyse) plus aptes à contenir les minéralisations.

Le rapport entre les cycles intrusifs du géosynclinal andin et la formation de gisements métallifères a été résumé par C. RUIZ, 1955, qui distingue :

a) phase intrusive du jurassique supérieur (malm) :

gisements hydrothermaux de cuivre et de cobalt, principalement en filons de fracture dans des diorites, et associés à des filons de diabase.

b) phase intrusive du crétacé supérieur (cénomanien) :

gisements de fer et d'apatite avec matémorphisme de contact dans les andésites. Gisements hydrothermaux d'argent dans des calcaires, lutites et andésites.

c) phase intrusive du tertiaire inférieur :

gisements disséminés de cuivre et de molybdène (porphyres cuprifères), dans des porphyres intrusifs et des andésites. Cheminées de brèche de tourmaline avec cuivre, tungstène et or ; filons d'argent, plomb, zinc, mercure, antimoine et or ; dans des roches volcaniques et sédimentaires, périphériques aux minéralisations de cuivre, molybdène et tungstène.

III - Les roches intrusives entre les parallèles 33° et 34° S

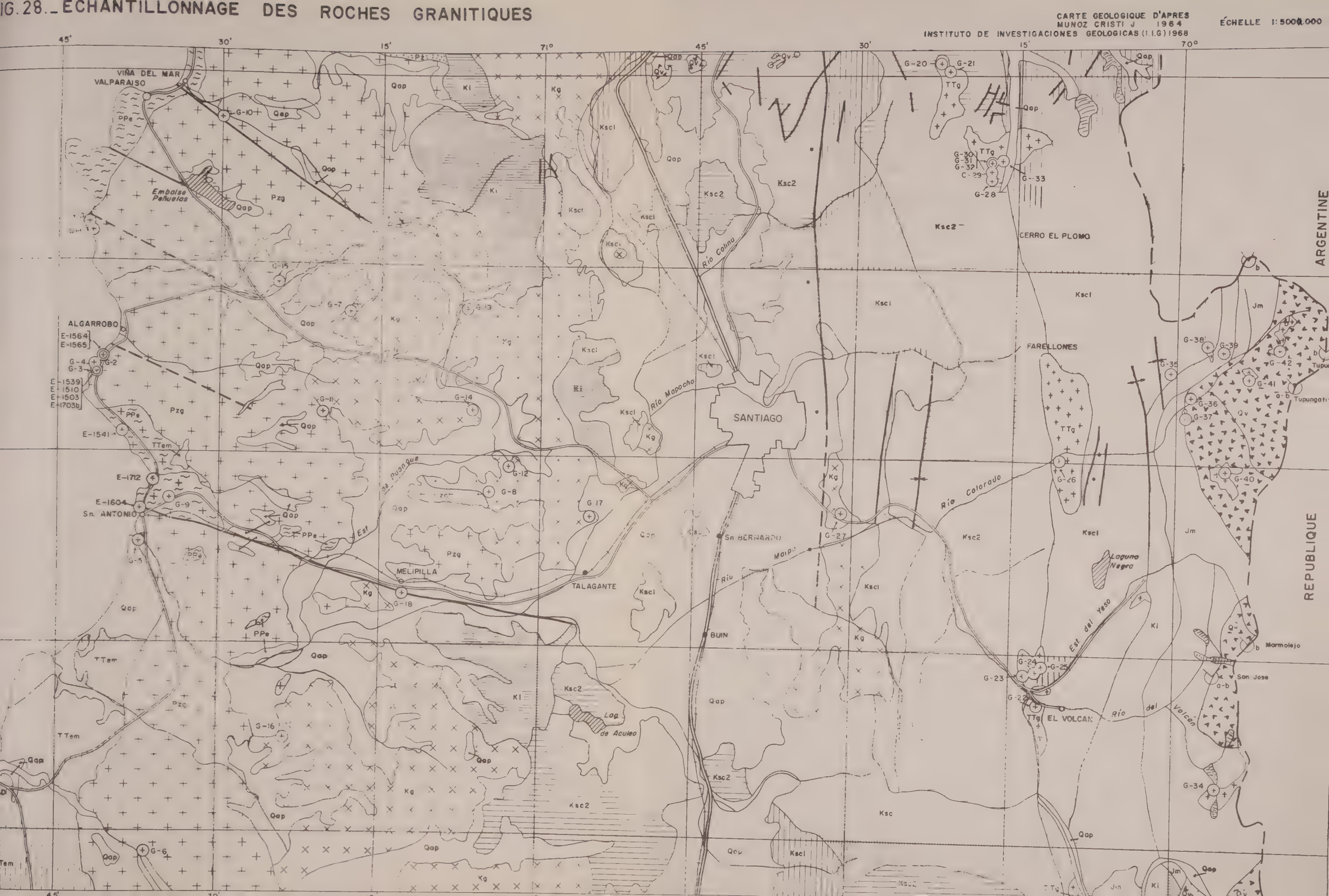
MUÑOZ CRISTI J. (1959) établit l'existence de deux grandes unités granitiques dans cette frange du Territoire : le Batholite de la Côte et le Batholite Central.

Ce même auteur, en 1962, propose un âge carbonifère supérieur au Batholite de la Côte ; en rapportant une datation potassium-argon de biotite à 287 ± 20 m.a. . Il met en relation le granite avec la phase supra-carbonifère de l'orogenèse hercynienne.

Dans son étude sur le Batholite de la Côte, entre les latitudes 33°10' et 33°43', MUÑOZ CRISTI (1964), a distingué deux unités principales : des intrusions basiques d'âge inconnu, et un batholite permo-carbonifère.

Les intrusions basiques apparaissent autant à l'intérieur que près de la

IG. 28._ ECHANTILLONNAGE DES ROCHES GRANITIQUES



côte. Là, on constate leur prédominance dans les parties nord et sud de l'aire étudiée. Elles consistent en gabbros (analyse E-1604) transformés localement en gneiss d'injection et en amphibolites, par effet d'un métamorphisme tectonique préalable à l'intrusion du batholite.

A Laguna Verde (33°05' S), en dehors de l'aire étudiée par MUÑOZ CRISTI, F. HERVE (inf. verb.) a découvert un corps de charnockite qui constituerait l'unité géologique la plus ancienne.

Dans le batholite, les tonalités prédominent (analyses E-1513, G-3, G-10, G-11), mais il existe aussi des diorites (analyse E-1510) ; ce qui peut être attribué à des inclusions de caractère gabbroïque modifié par les tonalités qui l'entourent. Les granites sont aussi importants (analyses E-1539 et E-1541), comme le sont également les types de transition entre tonalités et granites (analyses G-2, G-5, G-6, G-13, G-15).

Dans le batholite de la Côte (analyses E-1503, E-1564, E-1565, E-1572 et E-1713 b), les filons lamprophyriques millimétriques à métriques abondent. MUÑOZ CRISTI y voit un déplacement des intrusions basiques par les liquides magmatiques résiduels. Mais, GONZALEZ BONORINO F. (1967) donne une datation K-Ar de 120 m.a. pour un de ces lamprophyres et en fait donc une formation très postérieure au batholite.

Les datations effectuées dans le batholite de la Côte ont donné des âges assez différents. LEVI et al. (1963) donnent 270 $\pm$ 30, 310 $\pm$ 35 et 320 $\pm$ 35 m.a. calculés par la méthode plomb-alpha. MUÑOZ CRISTI (op. cit.) avait proposé (1962) une valeur de 287 $\pm$ 20 m.a. ; et GONZALEZ BONORINO (1967) propose 214 m.a., un âge déterminé par la méthode potassium-argon, à l'Institut de Géologie de l'Arctique de Léningrad. Ces désaccords peuvent être attribués à la présence possible de zircon hérité antérieurs aux roches.

L'Institut d'Investigations Géologiques a réalisé de nouvelles datations de ces roches, et, aussi, des roches intrusives plus modernes de la région de Santiago. Des résultats nous ont été fournis par le Dr. J. CORVALAN afin de réaliser l'échantillonnage géochimique aux mêmes endroits, mais avec engagement de ma part de ne pas divulguer les résultats avant leur publication par l'Institut.

Contrairement au Batholite de la Côte, dont les principales caractéristiques ont été définies par J. MUÑOZ CRISTI, il n'existe pas d'études pétrologiques du Batholite Central. Ici, aussi, les datations des roches créent des controverses bien qu'on attribue à la période orogénique intrusive du Crétacé Supérieur. RUIZ et al. (1960) considèrent que l'époque de soulèvement épirogénique jurassique, dans le centre du Chili, ne fut pas accompagné par la phase intrusive correspondante. LEVI et al. (1963) indiquent la présence de roches intrusives jurassiques entre les latitudes 32°25' et 32°40' ; ils ne signalent pas, cependant, leur présence plus au Sud de cette région.

L'étude du Batholite Central est difficile en raison des plus grandes altération et météorisation des roches ; et de la discontinuité des affleurements. D'autre part, le contact entre le Batholite Central et celui de la Côte n'est pas très net ; ajoutons qu'il a été tracé en se fondant principalement sur des datations radio-

métriques.

Les roches correspondent à des types intermédiaires, pauvres en feldspath potassique (monzonites, granodiorites), les filons felsiques ou mafiques sont plus rares. Ces roches sont fréquemment en relation avec des altérations et minéralisations cuprifères (analyses : G-12, G-13, G-17, G-18).

Les massifs intrusifs tertiaires apparaissent dans la zone andine et ils correspondent à des affleurements de moindre extension ; certains sont placés en conditions hypoabyssales.

La phase orogénique et intrusive du Tertiaire terminerait l'évolution de la zone mobile correspondant au développement géosynclinal mésozoïque-cénozoïque (RUIZ C. 1965). Les âges plomb-alpha à publiés sont de 30 $\pm$ 20, 50 $\pm$ 20, 34 $\pm$ 10, 14 $\pm$ 10, 23 $\pm$ 10, 15 $\pm$ 10 et 30 $\pm$ 10 m.a. . Les roches consistent principalement en granodiorites (analyses G-22, G-25, G-26, G-27, G-29, G-30, G-33) et, en moindre proportion, monzonites et tonalités (et leurs équivalents porphyriques et microgranulaires).

Parmi les massifs intrusifs tertiaires se trouve le corps granitique de Rio Blanco (analyse G-33), dont la pétrographie varie du granite à la diorite ; celui-ci tranche les roches andésitiques de la Formation Farellones, lesquelles contiennent la plus grande partie de la minéralisation de Cu et Mo dans le gisement type porphyro-cuprifère de Rio Blanco (analyses : U-50, U-9-22, U-9-32 et U-9-40). Dans la mine "Disputada de Las Condes" voisine de la Capitale, la minéralisation se trouve principalement dans la roche intrusive.

Dans le groupe de massifs intrusifs tertiaires il a été ajouté des échantillons provenant de corps hypo-abyssaux ou sub-volcaniques d'affleurements très réduits, et qui correspondent, pour la plupart, à des porphyres dioritiques (G-34, G-38, G-39, G-42).

GEOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES DU CHILI COMPRISES ENTRE LES LATITUDES 33° et 34° S

INTRODUCTION

La présente étude comprend 52 échantillons. Pour 32 d'entre eux il y a analyses des éléments majeurs, mineurs et en traces, alors que pour les 20 échantillons restants, seules des analyses d'éléments en traces ont été pratiqué. La discussion des résultats a essentiellement trait aux premiers résultats. En outre, des analyses d'éléments en traces ont été réalisé sur des fractions séparées de 18 échantillons.

Les roches étudiées proviennent des travaux de MUÑOZ CRISTI (1964) et R. THIELE (inéd.) ainsi que de l'échantillonnage réalisé par l'auteur de ce travail dans des affleurements préalablement datés par l' ''Instituto de Investigaciones Geologicas''.

En fonction de leur ancienneté, les échantillons ont été séparés dans les groupes suivants :

Groupe I - Intrusifs du Paléozoïque (en incluant des dykes lamprophyriques)

Groupe II - Intrusifs du Crétacé

Groupe III - Intrusifs du Tertiaire

ANALYSE STATISTIQUE

Le traitement mathématique suivi est le même que celui qui a été employé pour les roches volcaniques. La présentation des informations au moyen de tableaux, histogrammes et droites de régression, en fonction de l'indice de différentiation sont aussi les mêmes.

DISCUSSION DES RESULTATS ET CONCLUSIONS

ELEMENTS MAJEURS

La comparaison des analyses de roches paléozoïques (dykes lamprophyriques exclus), crétacées et tertiaires permet d'observer une légère diminution du contenu de Si, et une augmentation du Mg, dans les roches plus jeunes. Le contenu de Na est similaire dans les roches paléozoïques et crétacées, et très inférieur à celui que présentent les roches tertiaires. Quant au rapport Fe^3/Fe^2, il augmente de

façon soutenue dans les roches les plus jeunes.

	$Si \times 10^{-2}$	$Mg \times 10^{-2}$	$Na \times 10^{-2}$	Fe^3/Fe^2	I.D.
Intrusifs paléozoïques	3080	96	272	0,27	40
Intrusifs crétacés	3041	116	265	0,47	43
Intrusifs tertiaires	2953	130	381	0,61	36

L'accroissement du rapport Fe^3/Fe^2 est précisément inverse à celui que montrent les roches volcanques analysées ; tandis que la variation du Na est similaire, mais moins marquée.

	$Si \times 10^{-2}$	$Mg \times 10^{-2}$	$Na \times 10^{-2}$	Fe^3/Fe^2	I.D.
Roches volcaniques crétacées	2716	151	294	1,27	43
Roches volcaniques tertiaires	2656	230	290	0,93	71
Roches volcaniques quaternaires	2829	182	328	0,57	58

ELEMENTS MINEURS

Phosphore

Il y a corrélation positive et significative avec le Ti, dans les groupes II et III. Les corrélations avec d'autres éléments varient dans les trois groupes.

Les contenus de P sont inférieurs à ceux des roches volcaniques équivalentes, et augmentent constamment dans les roches plus jeunes.

Dans les roches intermédiaires, qui présentent les plus hauts contenus, sa concentration moyenne passe de 730 ppm, dans les roches paléozoïques, à 860 ppm, dans les roches crétacées, et à 1800 ppm, dans les roches tertiaires.

Titane

Le Ti a une corrélation positive et significative avec le Fe^{+2} et le Mn, dans les trois groupes ; et négative, avec le Si. Ces corrélations ne mettent pas en cause les facteurs cristallochimiques, puisque, par son rayon atomique et sa charge, le Ti se substitue à Fe^3, Mg et Si des silicates.

Le fait que le Ti des roches est distribué autant comme élément de rem-

placement diadochique qu'en minéraux indépendants, détermine en effet une plus grande complexité dans sa conduite.

Les contenus de Ti des roches intrusives chiliennes apparaissent clairement inférieurs à ceux des roches volcaniques, et tendent à diminuer dans les plus jeunes : 4625 ppm, dans les roches paléozoïques ; 4025 ppm, dans les roches crétacées, et 4000 ppm, dans les roches tertiaires.

Manganèse

Il présente une corrélation positive et significative avec le Fe^{+2}, et négative avec le Si. Sa corrélation avec le Fe^{+2} est due, probablement, à son affinité cristallo-chimique, puisque la substitution du Fe^{+2} par le Mn est la plus commune et c'est celle qui a la plus grande importance géochimique.

A l'inverse du P qui se trouve dans les roches ignées comme minéral indépendant (apatite), on du Ti qui apparaît autant formant minéraux propres qu'en remplacement diadochique, le Mn n'est qu'un élément de remplacement. Le Mn est plus concentré dans les roches intrusives plus basiques. Les intermédiaires du paléozoïque en contiennent 750 ppm, ceux du Crétacé, 875 ppm, et ceux du Tertiaire, 700 ppm ; chiffres quelque peu inférieurs à ceux des roches volcaniques équivalentes. Les diagrammes Mn/Fe^2 montrent des lignes presque coïncidentes, pour les groupes I et III ; et une plus grande concentration relative dans le groupe II.

ELEMENTS EN TRACES

Chrome

Le Cr montre une très bonne corrélation positive avec le I.D. et avec le Mg, élément auquel il peut se substituer malgré la différence de rayon atomique. La corrélation avec le Mg est de + 0,96 ; + 0,67 et + 0,87 ; dans les groupes I, II et III, respectivement ; valeurs supérieures en moyenne, par rapport au chiffre de + 0,71 avancé par CARR et TUREKIAN (1962).

Les concentrations de Cr des intrusifs analysés sont normales par rapport aux moyennes mondiales. Les roches intermédiaires paléozoïques ont 18 ppm ; celles du Crétacé, 16 ppm ; et celles du Tertiaire, 34 ppm. Ces chiffres concordent avec l'estimation de TUREKIAN et WEDEPOHL (1961), de 22 ppm pour les roches granitiques avec plus de 1 % de Ca. Les roches felsiques ont 9 et 19 ppm dans les groupes I et III, respectivement, pendant que les basiques atteignent 460 ppm, dans le groupe I, en raison des hautes concentrations de Cr dans les dykes lamprophyriques.

Dans les fractions minérales, on trouve les plus hauts contenus dans la magnétite (400-520 ppm) ; viennent, ensuite, les amphiboles (51-83 ppm) ; les biotites (44-73 ppm) ; et la fraction quartzo-feldspathique : moins de 5 ou égale à 5 ppm.

Nickel

Il a corrélation positive avec le Fe^2 dans les trois groupes, et avec le

Mg et le I.D. dans les groupes I et III, dans lesquels il présente aussi une corrélation négative avec le Si.

La teneur en Ni, dans les trois groupes, est normale, en accord aux moyennes de TUREKIAN et WEDEPOHL ; auteurs qui donnent le chiffre de 15 ppm pour les roches granitiques avec plus de 1 % de Ca, et, en conséquence, un rapport Cr/Ni de 1,5.

Les roches intermédiaires analysées, lesquelles peuvent être considérées représentatives de la composition des batholites, ont les contenus et les rapports suivants :

	Ni	Cr/Ni
Roches paléozoïques	12	1,5
Roches crétacées	13	1,2
Roches tertiaires	16	2,1

La fraction minérale la plus riche en Ni est la magnétite qui en contient 105-161 ppm, suivie par les amphiboles (29-78 ppm), la biotite (24-66 ppm) et la fraction quartzo-feldspathique (≤5 ppm).

Cobalt

Le Co présente les mêmes corrélations que le Ni ; c'est-à-dire : positives, par rapport à Fe^{+2}, dans tous les groupes (supérieures à + 0,9) ; et par rapport à Mg et au I.D., mais dans les groupes I et III seulement. Dans ces derniers cas, il a aussi corrélation négative, avec le Si. Le Co comme le Ni, peut effectivement remplacer le Mg et le Fe^{+2}.

Les plus hauts contenus de Co se trouvent dans les roches plus basiques des groupes I et III (34 ppm dans I-CM), bien que le Co présente des variations moindres que le Cr ou le Ni, en relation avec le type de roche.

Les roches intermédiaires des trois groupes ont des teneurs très similaires : 12 ppm dans les paléozoïques ; 16 ppm dans les mésozoïques, et 9 ppm dans les tertiaires : valeurs un peu plus grandes que le chiffre de 7 ppm donné par TUREKIAN et WEDEPOHL (roches avec plus de 1 % de Ca).

La comparaison de la conduite du Cr, Ni et Co signale que Cr est fortement enrichi dans les roches les plus basiques et dans la magnétite. La variation du Co est moindre, en relation à la basicité de la roche ; et son contenu dans la magnétite est similaire à celui qu'il présente dans l'amphibole ou dans la biotite. Quant au Ni, il a une conduite intermédiaire entre celle du Cr et celle du Co.

Ces conclusions coïncident avec celles de l'étude de SEN et al. (1959), pour les roches calco-alcalines du Batholite de la Californie du Sud.

	Co	Ni/Co	Cr/Co		G-I	G-II	G-III
G-I-S.K.	6	1,2	1,5	Cr magnétite/Cr amphibole	9,4	6,8	6,3
» -I	12	1,0	1,5	Ni " /Ni "	5,6	2,3	1,8
» -CM	34	3,2	13,5	Co " /Co "	1,4	1,2	1,4

Vanadium

Le V est un élément oxyphile qui apparaît dans les roches ignées, en substitution principalement à Ti et à Fe^{+3}.

En conséquence, il est concentré dans les minéraux opaques des roches ; et il est plus abondant dans les roches les plus basiques.

Bien qu'un nombre d'analyses suffisant de V n'a pas été fait afin de permettre un traitement statistique, on constate une moyenne de 83 ppm dans les roches intermédiaires du groupe I, et de 100 ppm dans les groupes II et III; les chiffres sont normaux et en accord avec la moyenne mondiale de TUREKIAN et WEDEPOHL : 88 ppm pour ce type de roches intrusives.

Cuivre

Il ne présente pas de corrélations significatives et constantes avec aucun élément majeur, ni avec l'indice de différentiation ; bien qu'il présente des valeurs plus hautes dans les roches basiques (80 ppm). Son contenu dans les roches intermédiaires varie entre 37 ppm (groupes I et II) et 28 ppm (groupe III) ; chiffres quelque peu supérieurs à la moyenne de TUREKIAN et WEDEPOHL (1961), de 20 ppm, et similaires à celui de 35 ppm, de VINOGRADOV (1962).

Dans les roches felsiques, les valeurs sont similaires : 25 ppm en G-1, et 30 ppm en G-III (bien que, dans le dernier chiffre, l'échantillon 29, provenant de zone minéralisée ne soit pas inclus).

Les contenus de Cu, dans les minéraux, sont de 105-161 ppm, dans la magnétite ; de 64-155 ppm, dans l'amphibole ; de 56-118 ppm, dans la biotite ; et de 5 à 16 ppm dans la fraction quartzo-feldspathique.

Le corps granodioritique qui est voisin des gisements cuprifères de Rio Blanco et de Disputada ne présente pas de concentrations anormales de Cu, mais, cependant, une légère augmentation du Rb, du moins près du premier gisement.

La comparaison du rapport Cu/Fe^{2}, dans les trois groupes, avec le chiffre déterminé par SERYKH (1963) pour des roches de Kazakhstan (U.R.S.S.), montre une excellente coïncidence.

	Kazakhstan	Roches Paléozoïques (I)	Roches Crétacées (II)	Roches Tertiaires (III)
$Cu \times 10^4/Fe^2$	17	19	16	18

Le fait que les roches granitiques chiliennes aient des concentrations normales de Cu, dans les trois périodes intrusives, coïncide avec les résultats obtenus pour les roches volcaniques, et confirme l'importance des substances volatiles minéralisatrices et du contexte tectonico-pétrologique de la province cuprifère chilienne.

Zinc

Le Zn ne présente pas de relations définies avec les éléments majeurs, excepté dans les groupes I et II, où il y a corrélation significative et positive avec le Fe^{+2}. Les concentrations de Zn dans les roches intrusives sont uniformes, car les moyennes ne varient seulement que de 49 à 55 ppm (sauf dans les types intermédiaires et basiques du groupe I qui en contiennent 85 et 87 ppm, respectivement). De même, les concentrations de Zn, dans les fractions minérales sont très constantes : 79-100 ppm, dans la magnétite ; 194-226 ppm, dans l'amphibole ; 167-210 ppm, dans la biotite, et 21-24 ppm, dans la fraction quartzo-feldspathique.

Les contenus de Zn dans les roches intermédiaires des groupes II et III (53 et 49 ppm, respectivement) sont légèrement inférieurs à la moyenne de TUREKIAN et WEDEPOHL : 60 ppm ; et ceux du groupe I un peu supérieurs : 85 ppm.

Rappelons que l'unique minéralisation importante de Zn et de Pb au Chili se trouve dans les roches métamorphiques paléozoïques du sud du pays.

Strontium

La distribution du Sr n'a pas de corrélation significative avec aucun élément majeur, mais à des relations définies avec l'âge de chaque batholite.

Bien que la diadochie du Sr et du Ca soit connue, leur relation est controversée. La majorité des auteurs s'accorde toutefois sur le fait que le Sr entre avec moins de facilité que le Ca, dans les silicates ; dû à ce que leurs charges électriques et leurs électro-négativités sont égales, bien que le rayon ionique du Sr soit plus grand. L'augmentation du rapport Sr/Ca, au cours de la différentiation magmatique en est une confirmation. Cependant, BROOKS (1968) et BERLIN et HENDERSON (1968) considèrent que le Sr est enrichi dans les plagioclases, en relation au Ca ; et que l'accroissement du rapport Sr/Ca dans les plagioclases moins calciques n'implique pas une augmentation de Sr dans les liquides résiduels.

La corrélation du Sr avec le Ca, dans les roches n'est pas, non plus, définie. TUREKIAN et KULP (1956) ont trouvé des corrélations positives dans les roches granitiques, et négatives, dans quelques séries basaltiques. Quant à GERASIMOVSKI et LEBEDEV, ils considèrent la relation Sr/Ca, non définie dans le

massif de Lovezero (U.R.S.S.).

Les contenus de Sr dans les intrusifs varient de manière régulière en fonction du temps, et en fonction du type de roche. Dans les intermédiaires, Sr varie depuis 340 ppm, dans les paléozoïques, à 425 ppm, dans les mésozoïques, et à 700 ppm dans les tertiaires. Le chiffre de 425 ppm, des roches mésozoïques est très similaire à la moyenne de 440 ppm de TUREKIAN et WEDEPOHL (1961), tandis que celle des tertiaires ressemble à celle des andésites pliocènes qui affleurent aux alentours. Cette tendance est parallèle à celle du Rb, aussi les rapports Rb/Sr sont-ils constants :

	Sr		Rb		Rb/Sr
	M	Em	M	Em	M
Batholite paléozoïque	340	126	40	10	0,117
Batholite crétacique	425	51	54	34	0,127
Batholite tertiaire	700	256	63	46	0,090
Andésites pliocéniques	630	62	69	41	0,109

Ces chiffres peuvent s'interpréter de deux manières : tout d'abord, on peut considérer que le contenu de Sr a évolué avec le temps. En second lieu, on peut supposer que la variation correspond à un accroissement vertical dans chaque corps intrusif et, par conséquent, dépend du niveau d'érosion qui affecte l'intrusion.

La première hypothèse a, à son tour, deux variantes : d'abord il est possible d'attribuer l'augmentation de Sr aux épisodes successifs de fusion partielle de granites plus anciens, fusion qui produirait un enrichissement semblable à celui qui a lieu dans les phases résiduelles de cristallisation d'un intrusif. Cette possibilité a été considérée par SIEDNER (1968) et par SHAW (1968), pour le Rb.

La seconde variante attribue l'augmentation de Sr à la plus grande profondeur de génération du plutonisme calco-alcalin ; en supposant que les plus grandes profondeurs de genèse impliquent de plus hautes teneurs de Sr, comme cela existe avec les laves calco-alcalines des arcs islandiques, dans lesquelles la concentration de Sr dépend de la profondeur du plan de Benioff (HART et al. 1970). Cette possibilité impliquerait un déplacement des centres générateurs du pluto-volcanisme vers l'Est (BROUSSE et OYARZUN, 1971).

La seconde hypothèse attribue l'augmentation de Sr à un processus d'enrichissement vertical progressif, lors de l'emplacement de l'intrusif, de manière à ce que le magma cristallisé dans les parties plus hautes présente une augmentation de Sr de type résiduel. Cette hypothèse coïncide avec le fait que le Sr augmente par rapport au Ca, au cours de la différentiation magmatique.

Du fait que les roches paléozoïques ont subi la plus grande érosion, et

les roches tertiaires une érosion moindre, ces dernières, qui incluent quelques corps porphyriques hypoabyssaux, devraient contenir plus de Sr que les roches crétacées et paléozoïques. Ceci est valable même dans le cas où la concentration moyenne de ces éléments aurait été initialement la même dans les trois batholites.

En ce qui concerne la concentration similaire du Sr et du Rb dans les intrusifs tertiaires et dans les andésites pliocènes, il est intéressant de mentionner l'hypothèse de HAMILTON, 1968, selon laquelle les centres volcaniques actuels des Andes centrales d'Amérique du Sud, constitueraient la partie supérieure effusive d'un complexe calco-alcalin à batholite profond. La génération de ce batholite serait liée à la tectonique de plaques circumpacifiques qui, dans cette zone, atteint de hautes vitesses de dérive (12 cm/année, selon HEITZER et al., in HAMILTON, 1968).

Si les andésites pliocènes sont bien la phase effusive du complexe calco-alcalin tertiaire profond, la ressemblance des contenus en Sr et Rb de ces roches et de ceux des intrusifs tertiaires devrait justement être espérée.

Le concept de complexe calco-alcalin est d'un intérêt métallogénique certain, puisqu'il permet d'aborder les problèmes de la minéralisation cuprifère qui affecte autant les roches volcaniques que les roches intrusives.

Rubidium

A l'inverse du Sr, le Rb présente une très bonne corrélation positive avec le K, dans les trois cycles intrusifs : + 0,85 ; + 0,78 et + 0,83 ; et une corrélation négative, quoique moins marquée, avec le Ca et le I.D.

Les contenus de Rb sont plus grands dans les roches felsiques (83 et 96 ppm), et plus bas dans les roches basiques (9 ppm en I.-CM). Dans les roches intermédiaires, ils sont de 40, 54 et 63 ppm, dans les groupes I, II, et III respectivement ; très inférieurs à la moyenne de TUREKIAN et WEDEPOHL, de 110 ppm, pour les roches granitiques de plus de 1 % de Ca, et à celle de VINOGRADOV : 100 ppm, pour les roches intermédiaires. Ils sont supérieurs à la concentration de Rb des andésites : 31 ppm (TAYLOR, 1968).

Il est probable que ces chiffres reflètent la différence de genèse des intrusifs calco-alcalins orogéniques et des granites d'origine variée, plus riches en K et en Rb, et qui ont été inclus dans les moyennes mondiales. A ce sujet, il faut signaler que les rapports K/Rb de ces roches, sont de : 282, 262 et 333, dans les groupes I, II, III respectivement ; chiffres supérieurs à la moyenne mondiale de 240. En conséquence : à la différence du Sr dont la concentration est plus grande, dans les roches crétacées et tertiaires, mais n'a pas de lien avec l'augmentation du Ca ou des autres éléments majeurs, le Rb suit le sens des plus grandes concentrations de K des roches intermédiaires plus jeunes.

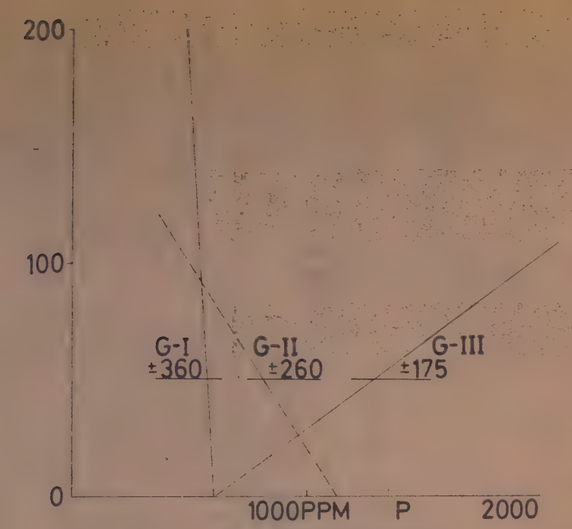
L'analyse de quelques échantillons de Rio Blanco a suggéré un aspect intéressant de la conduite du Rb, en relation avec l'altération hydro-thermale. Bien que la minéralisation cuprifère de ce gisement puisse provenir de roches intrusives, la majeure partie de la minéralisation se trouve dans les andésites de la Formation Farellones (Crétacé sup. à Tertiaire inf.). L'analyse de la granodiorite

principale (G-33) ne donne pas de valeurs anormales de Cu, mais montre un contenu anormalement bas de K et de Rb (0,12 % et 10 ppm respectivement). Au contraire, les andésites minéralisées donnent des valeurs très élevées de K et de Rb, indicatrices de l'altération hydro-thermale métasomatique potassique (biotite secondaire) qui accompagne la minéralisation ; ces éléments proviendraient de la granodiorite.

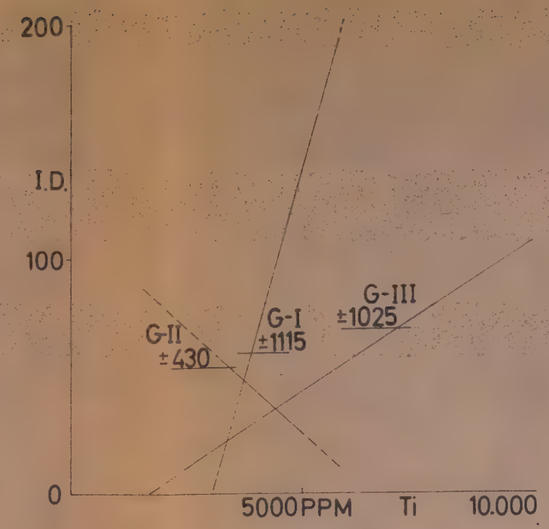
	Intrusifs intermédiaires Groupe III	Echantillon G-33	Andésite non minéralisée (U.S.O.)	Moyenne des andésites minéralisées
K	227×10^2	12×10^2	87×10^2	485×10^2
Rb	63	10	20	153
K/Rb	194	120	435	316

Tandis que le K augmente 5 ou 6 fois dans les andésites minéralisées, le Rb augmente de 7,7 fois. C'est-à-dire que cet élément est un indicateur très sensible de l'altération potassique, altération directement liée, spatialement, avec la minéralisation des gisements du type porphyres cuprifères.

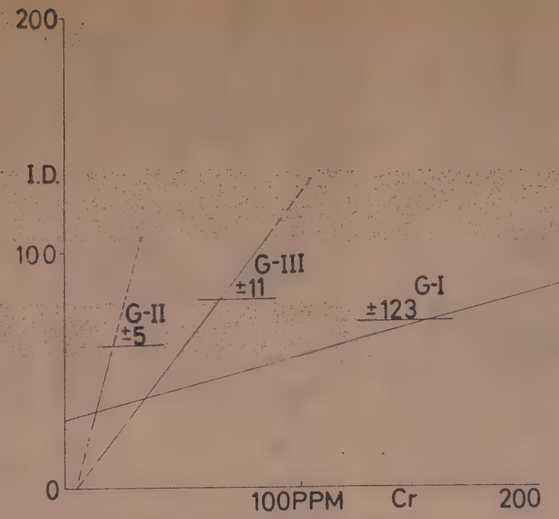
Du fait que les analyses de Rb sont précises et beaucoup plus rapides que celles du K, son emploi pourrait permettre de réaliser des études géochimiques quantitatives de l'altération, au cours de l'exploration de ces gisements ; études qui complèteraient les études minéralogiques, purement qualitatives, les seules effectuées actuellement.



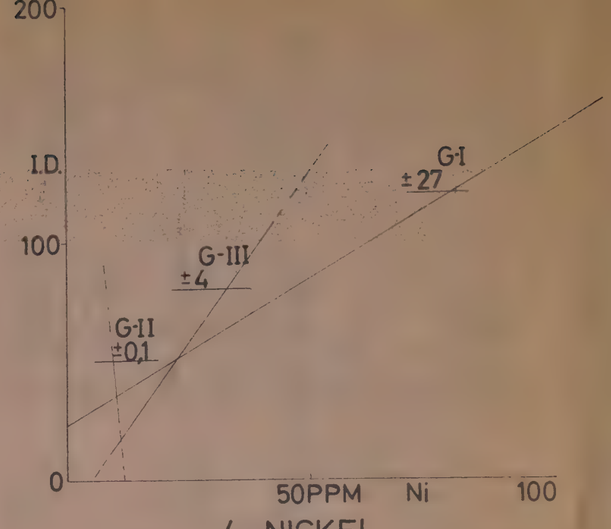
1._ PHOSPHORE



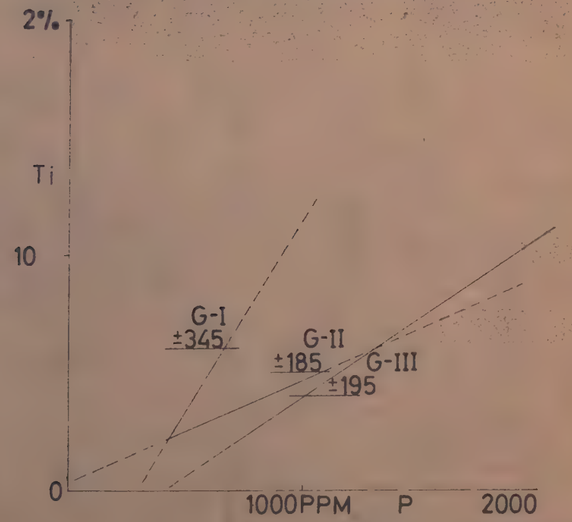
2._ TITANE

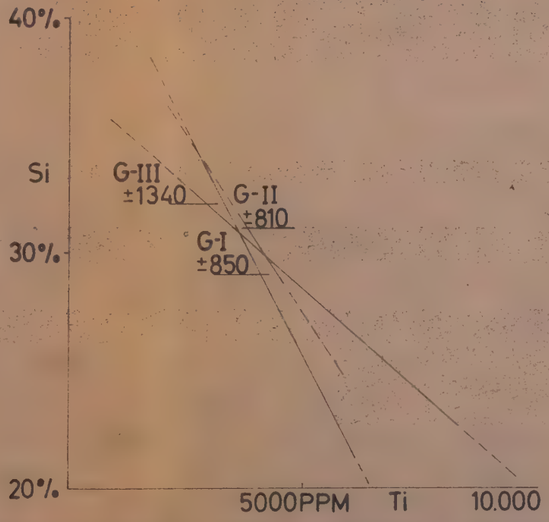


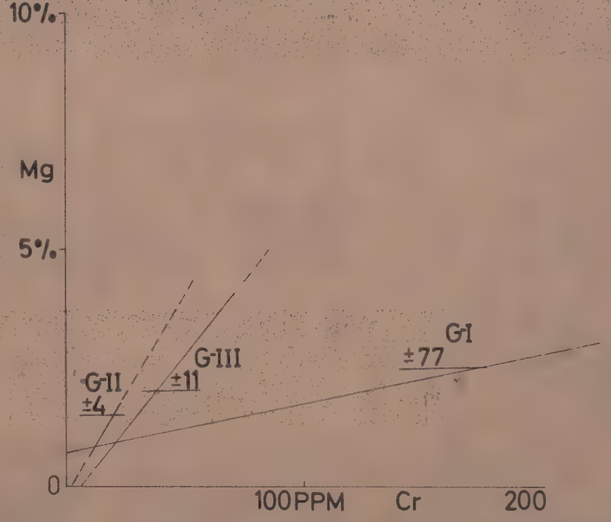
3._ CHROME

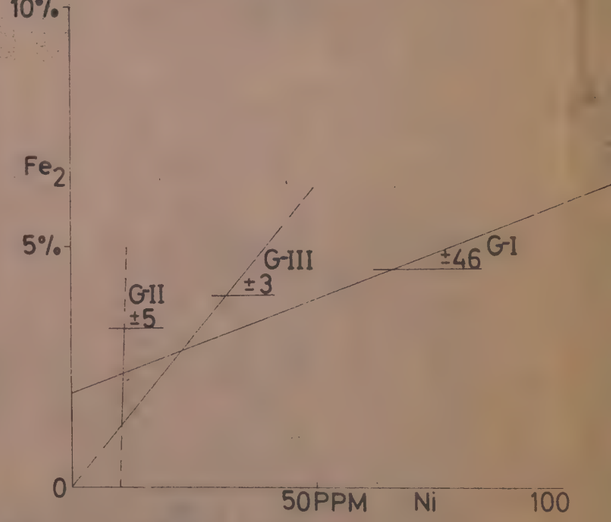


4._ NICKEL







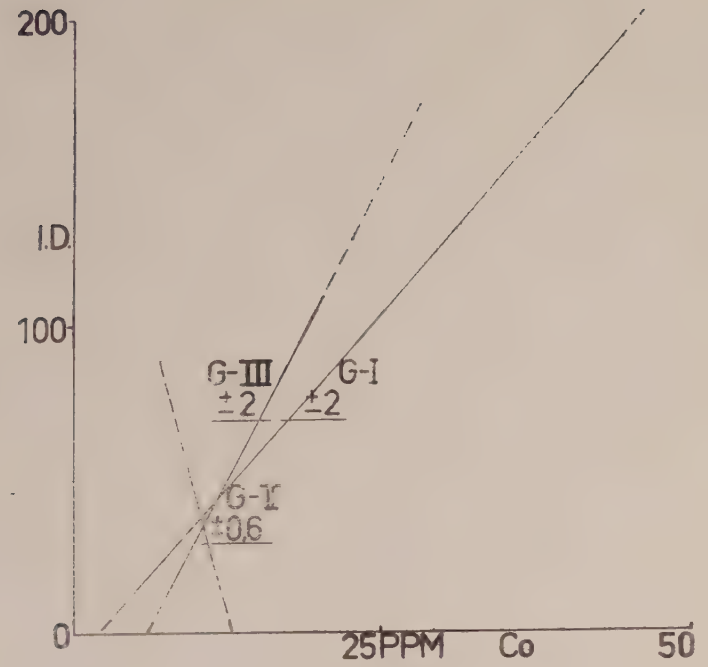


ROCHES PLUTONIQUES-RAPPORTS DES ELEMENTS MINEURS ET EN TRACES ET LES ELEMENTS MAJEURS ET L'INDICE DE DIFFERENTIATION (I.D.)

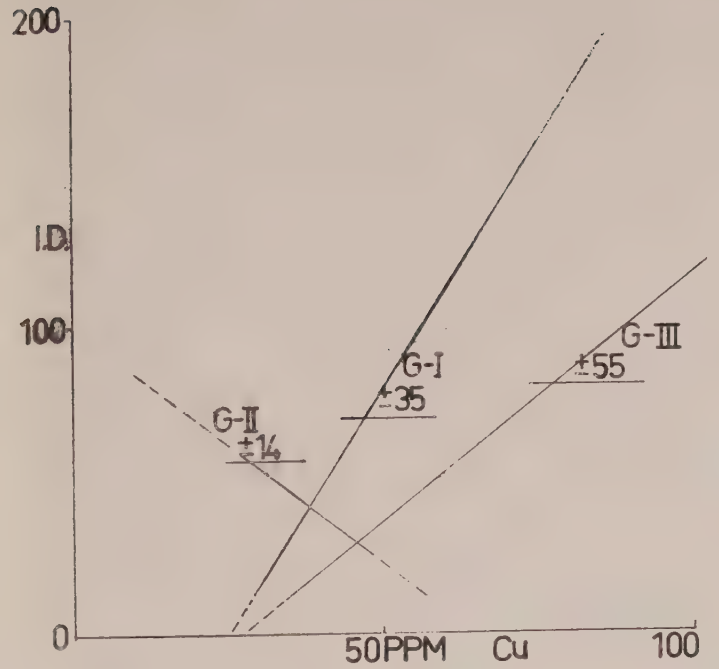
$I.D. = \frac{Ca+Mg}{\frac{1}{3}Si+K} \cdot 100$ FIG.30._

$\frac{\pm 10}{}$ = ECART MOYEN

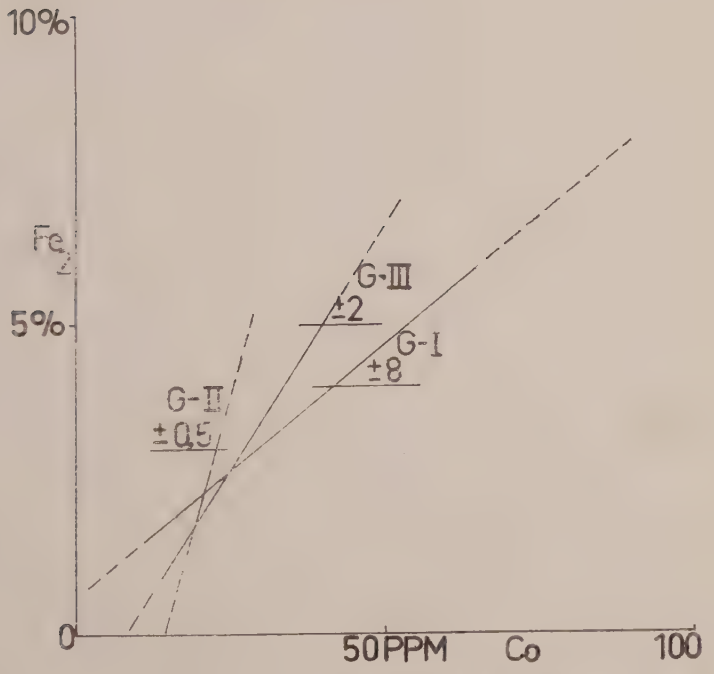
= EXTRAPOLATION

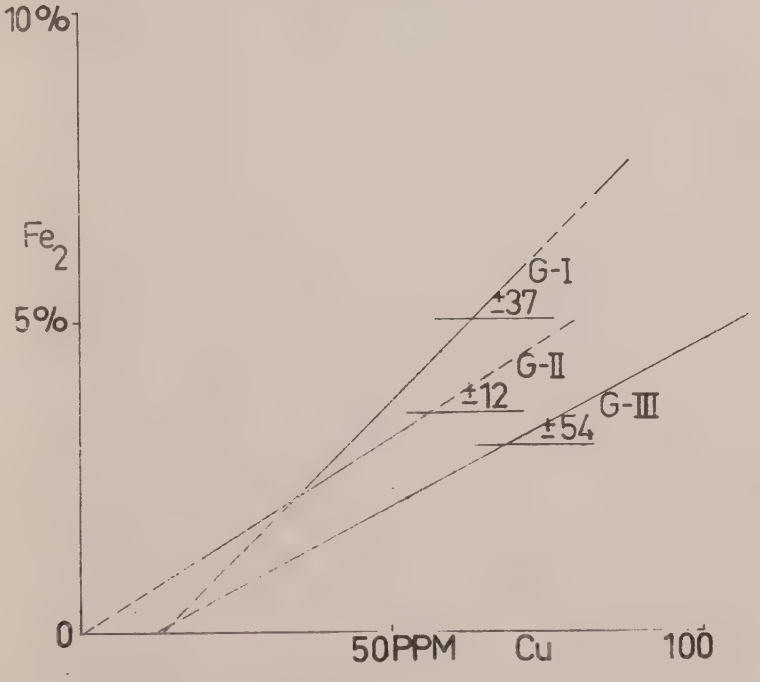


5._ COBALT

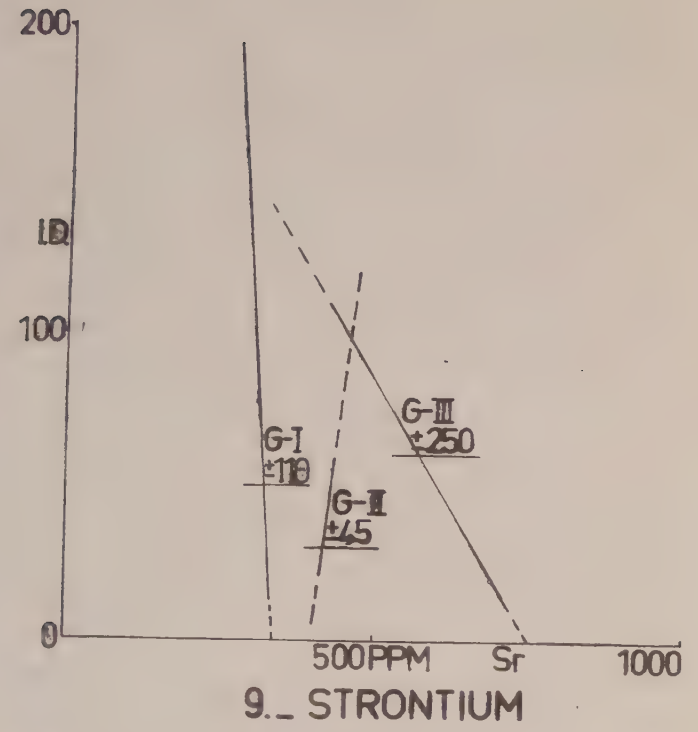


6._ CUIVRE

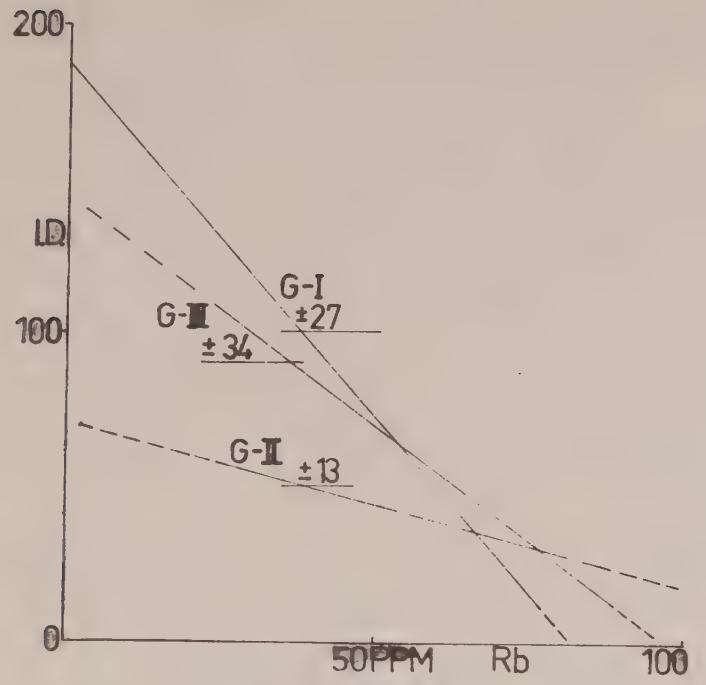




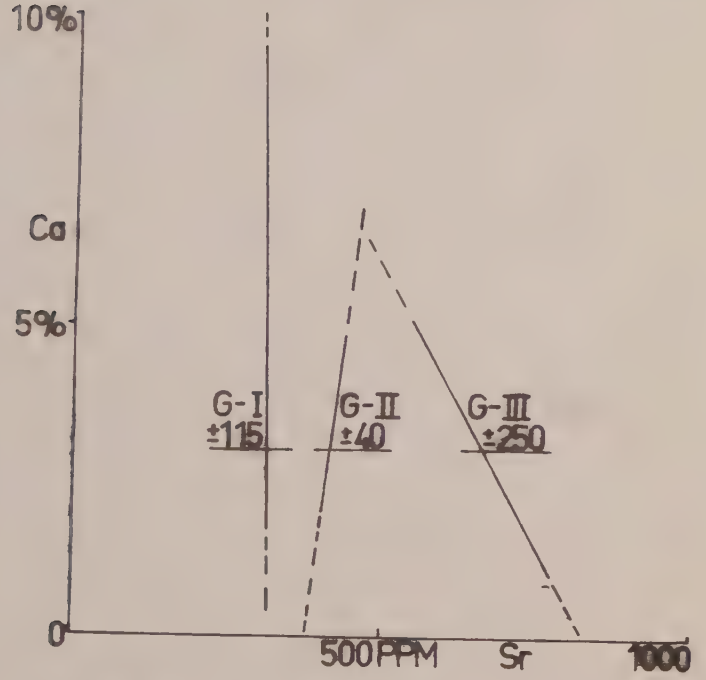
Roches Plutoniques (SUITE) FIG.31._

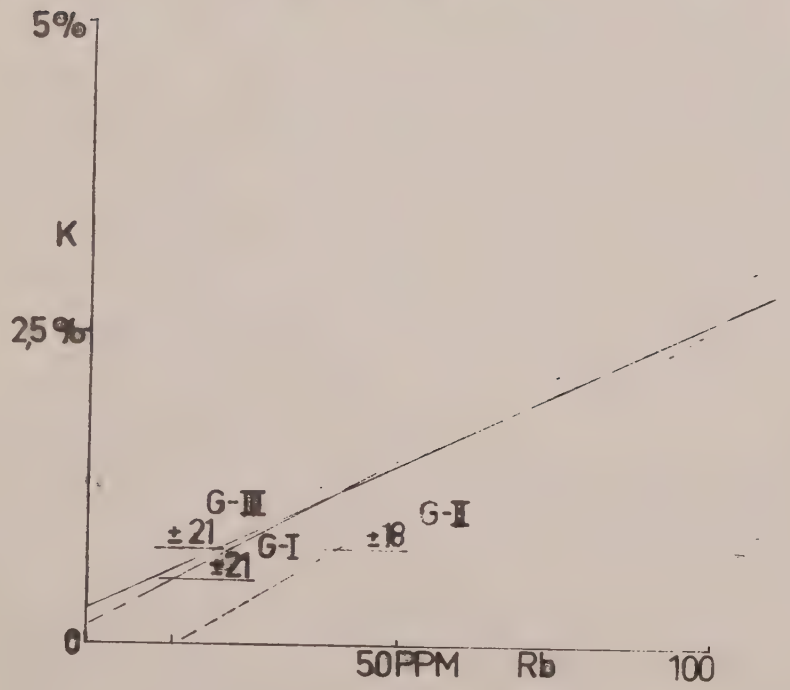


9._ STRONTIUM



10._ RUBIDIUM





Roches Plutoniques (SUITE) FIG.32._

CONCLUSIONS GENERALES

I - La comparaison des andésites quaternaires chiliennes avec les andésites cénozoïques (CHAYES, 1968) ou avec l'ensemble des andésites (DALY), montre que la teneur en Si des andésites chiliennes est inférieure à celle des andésites moyennes, tandis que leur contenu de Na est nettement supérieur. Les andésites chiliennes ont plus de Mg que celles de DALY ; plus de K et moins de Ca que l'andésite cénozoïque moyenne de CHAYES. En comparaison avec l'andésite circumpacifique moyenne (TAYLOR, 1968), les andésites quaternaires chiliennes ont moins de Si, Ca et Mg, la même teneur en Al, un peu plus de K et sont plus riches en Na.

II - Les andésites chiliennes plus jeunes sont progressivement plus riches en Na, plus pauvres en K et leur rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} diminue. Par contre, les roches intrusives intermédiaires du Chili Central sont jeunes et plus elles sont riches en K et plus leur rapport Fe^{3+}/Fe^{2+} augmente. Quant à Na, il est aussi plus abondant dans les roches intrusives les plus jeunes.

III - La teneur en phosphore est en corrélation positive avec le Ti dans les roches volcaniques quaternaires. Bien que la relation de P avec Si soit mal définie, le phosphore est plus concentré dans les roches volcaniques chiliennes qui contiennent le moins de Si. Les teneurs en P les plus élevées se trouvent dans les roches alcalines basiques de la ligne Nord des volcans de la Terre de Mary Byrd (5000 ppm), roches qui ont aussi de très fortes teneurs en Ti.

IV - Le manganèse atteint les plus hautes teneurs dans les andésites. Pour l'ensemble des roches volcaniques crétacées et quaternaires, le Mn a une corrélation positive avec l'indice de différentiation (I.D.), le Fe^{2+} et le Zn.

V - Le chrome, à l'égal du Ni et du Co des roches volcaniques analysées, est en corrélation positive avec le Mg et l'indice de différentiation, et, par conséquent, en corrélation négative avec le Si. Cependant, le Co diffère du Cr et du Ni par le moindre contraste que présentent leurs concentrations dans des roches de diverse basicité. L'affinité géochimique du Cr, Ni et Co avec le Mg est bien connue et se base sur les possibilités de substitution de cet éléments majeur dans les silicates.

Les teneurs en Cr et Ni les plus hautes se trouvent dans les roches

provenant des volcans de la ligne Sud de la Terre de Mary Byrd. Quant à la comparaison des teneurs en Cr, Ni et Co, des andésites quaternaires chiliennes avec celles trouvées par TAYLOR (1968) dans les andésites de l'Amérique du Nord, Nouvelle-Zélande, Nouvelle-Guinée, aux Iles Aleautiennes et au Japon, on peut remarquer une très grande similitude. Comme ces éléments sont indicatifs de l'origine des andésites, on peut interpréter cette similitude comme indicatrice des conditions de génération semblables.

VI - La teneur en cuivre des roches volcaniques quaternaires du Chili et de l'Antarctique présente des corrélations positives avec le Mg et l'indice de différentiation, mais négatives avec le Si. Cette remarque est aussi valable pour l'ensemble des roches volcaniques de chacune des périodes géologiques.

Les teneurs en Cu des andésites chiliennes sont du même ordre que celles des andésites des autres régions du monde, notamment de celles de la région circumpacifique (TAYLOR, 1968), teneurs qui sont inférieures à celles des basaltes. Ce fait contraste avec la métallogènie cuprifère associée aux andésites crétacées et avec la présence de quelques minéralisations du Cu dans des roches volcaniques modernes.

Puisque l'origine d'une province métallogénique peut être attribuée soit à une teneur élevée d'un métal dans une partie de la croûte terrestre, soit à l'action d'un processus spécial de concentration du métal en question, nous proposons la deuxième explication.

La province cuprifère chilienne, et par extension la province cuprifère circumpacifique, peuvent être expliquées en admettant une ségrégation précoce du cuivre des magmas, sous forme de sulfures, par le jeu de substances minéralisatrices abondantes (S, H_2O, HCl). Cette ségrégation pourrait produire une importante métallogenèse au prix d'une petite baisse seulement du contenu en Cu du magma original. La cause de la ségrégation est à rechercher dans les processus générateurs du magmatisme calco-alcalin (BROUSSE et OYARZUN, 1971), processus qui impliquent un apport de substances volatiles, spécifiquement H_2O, nécessaires pour la génération des andésites aux dépens des matériaux du manteau. Cet apport ferait lors de l'introduction simultanée des plaques et des sédiments marins (riches en H_2O, S, Cl, B) sous les continents et îles circumpacifiques, au long du plan de Benioff (Mc BIRNEY 1968, HAMILTON 1968).

VII - Le zinc présente une corrélation positive remarquable avec le Mn dans les roches volcaniques quaternaires (coefficients compris entre 0,72 et 0,96). Ceci coïncide avec les observations de RADER et al. (1963) dans des basaltes des Etats Unis et de Hawaï, bien que pour un contenu donné de Fe, le rapport Mn/Zn soit inverse. D'autre part, les groupes qui présentent les plus hauts contenus en Mn (roches de la Formation Veta Negra, du crétacé, et les roches de la Terre Mary Byrd) ont aussi les plus grandes teneurs en Zn. Ce rapport serait dû à la tendance qu'ont ces deux éléments à se concentrer au cours de la différen-

tiation magmatique et à leurs caractères à la fois sulphophile et oxyphile.

Les teneurs les plus hautes de Zn se trouvent dans les trachytes de la Terre Mary Byrd (210 ppm en moyenne) et il est probable que cela soit lié à un processus d'enrichissement progressif, par différentiation magmatique, similaire à celui décrit par BUTLER et THOMPSON (1967) pour des roches granitiques alcalines du Nigeria.

VIII - Les teneurs en Zn des andésites chiliennes sont plus grandes que celles du Cu, ce qui contraste avec l'absence de gisements de Zn associés au volcanisme du Chili. L'explication de ce phénomène réside probablement dans le fait que le Zn a une plus grande affinité pour les structures silicatées que le Cu, puisque le Zn est aussi bien sulphophile que oxyphile et aussi parce que son affinité pour le soufre est moindre que celle du Cu (série de FOURNIER et SCHUTZ). En conséquence, le Zn s'incorporerait de préférence aux silicates durant la cristallisation magmatique, tandis qu'une partie importante du Cu se maintiendrait séparée dans la phase sulfurée.

IX - Le strontium présente des corrélations positives avec le Ca, le Mg, le Ti, le P et l'indice de différentiation, mais négatives avec le Si, le K et le Rb dans les roches volcaniques quaternaires. L'ensemble des roches crétacées, tertiaires et de la Terre de Mary Byrd ont les plus hautes teneurs de Sr dans les roches les plus basiques tandis que dans les roches volcaniques quaternaires, ce sont les andésites les plus riches. De la comparaison de ces teneurs avec les moyennes mondiales, il apparaît que ces moyennes sont similaires à celles des roches quaternaires du Sud du Chili. Vers le Nord, on note une augmentation soutenue du Sr des andésites jusqu'à atteindre des chiffres très supérieurs à la moyenne des andésites circumpacifiques.

L'accroissement du Sr du Sud au Nord coïncide avec l'augmentation de l'épaisseur de l'écorce de 45 km (lat. 41° S) à 66 km (lat. 22° S), avec l'augmentation de la hauteur des volcans et avec la plus grande profondeur de la fosse océanique, tandis que la basicité du volcanisme diminue du Sud au Nord. L'augmentation de la teneur de Sr peut être attribuée soit à la présence d'un plan de Benioff bien défini au Nord du Chili, dont la profondeur peut être en rapport avec la teneur en Sr des andésites (comme l'ont signalé HART et al., 1970, pour les roches des arcs, bien que la fonction d'accroissement de 100 ppm de Sr en plus par 100 km de profondeur de génération volcanique ne soit pas valable dans ce cas), soit à l'origine corticale des andésites du Nord du Chili (SIEGERS et al., 1969).

X - Le rubidium présente une excellente corrélation positive avec le K dans la plupart des groupes (cœfficients supérieurs à 0,90). A moindre degré, il est en corrélation positive avec le Si et négative avec le Ca, le Sr et l'indice de différentiation. Quant au rapport K/Rb, calculé comme quotient des moyennes, il est de 430 pour les andésites circumpacifiques (TAYLOR 1968) et de 420 pour les

andésites quaternaires chiliennes. Ces chiffres sont pratiquement égaux. De même que le Sr, le Rb augmente dans les roches andésitiques quaternaires du Sud au Nord du Chili, ce qu'on peut rapporter à des conditions différentes de génération d'andésites par la contamination du matériau du manteau avec des sédiments océaniques dans la partie Nord du pays. Si on accepte cette possibilité, il faut considérer que ce processus a pu se réaliser avec plus d'intensité au cours du crétacé et du tertiaire à en juger par les plus hautes teneurs en Rb des roches plus anciennes. Celles-ci ont d'ailleurs les teneurs en Rb les plus proches de celles des sédiments océaniques (70 ppm).

XI - Dans les roches intrusives crétacées et tertiaires du Chili Central, la teneur en phosphore est en corrélation positive avec le titane. Le contenu en P est inférieur à celui des roches volcaniques et augmente dans les roches plus jeunes. Bien que la teneur en Ti soit aussi inférieure à celle des roches volcaniques, il est par contre, moindre dans les roches plus jeunes. Le Ti se corrèle positivement aussi avec le Mn et avec le Fe^{2+}.

XII - Le chrome, le nickel et le cobalt sont en corrélation positive avec le Mg dans les roches intrusives, ce qui coïncide avec les résultats de CARR et TUREKIAN (1962). Le Ni et le Co sont aussi en corrélation positive avec Fe^{2+}. La variation de la teneur en Co est faible en fonction de la basicité des roches et son contenu dans la magnétite est semblable à celui qu'il présente dans les amphiboles ou dans la biotite. Quant au Ni, il a une conduite intermédiaire entre celle du Cr et celle du Co. Ces conclusions coïncident avec celles de SEN et al. (1959) pour les roches calcoalcalines du Batholite de la Californie du Sud.

Les teneurs en Vanadium des roches intrusives sont plus fortes dans les roches plus basiques. Elles sont normales et en accord avec la moyenne mondiale de TUREKIAN et WEDEPOHL.

XIII - Les teneurs en cuivre des roches intrusives sont normales. Le Cu présente des teneurs plus élevées dans les roches les plus basiques de chaque période.

Les rapports Cu/Fe^{2+} dans les roches paléozoïques crétacées et tertiaires sont presque identiques et présentent une excellente coïncidence avec celui déterminé par SERYKH (1963) pour des roches granitiques du Kazakstan, U.R.S.S., égal à 17×10^{-4}.

Le fait que les roches intrusives du Chili Central ont des concentrations normales en Cu coïncide avec les résultats trouvés pour les roches volcaniques et confirme l'importance des substances minéralisatrices et du contexte tectonico-pétrologique de la province cuprifère chilienne.

XIV - Le contenu en zinc des roches intrusives présente des corrélations positives avec Fe^{2+}. Les contenus sont normaux, par comparaison aux moyennes mondiales et sont très uniformes.

XV - Les teneurs de strontium des roches intrusives chiliennes n'ont pas de corrélation significative avec aucun élément majeur, mais elles sont en rapport avec l'âge de chaque batholite. Pour les roches intermédiaires, le Sr augmente de 340 ppm dans les roches paléozoïques, à 425 ppm dans celles du crétacé (chiffre semblable à la moyenne de 440 ppm de TUREKIAN et WEDEPOHL 1961), et à 700 ppm dans les roches intrusives tertiaires. Cette tendance est parallèle à celle du Rb (40 ppm, 54 ppm et 63 ppm respectivement) de sorte que les rapports Rb/Sr restent presque constants. Il est important de signaler que la concentration de Sr et de Rb des roches intrusives intermédiaires du tertiaire est identique à celle des andésites du pliocène de la même région du pays.

Ces chiffres peuvent s'interpréter de deux manières. Tout d'abord, on peut considérer que la teneur en Sr a évolué à travers le temps, ce qui peut être attribué à une plus grande profondeur de génération du plutonisme calcoalcalin, en supposant que cette profondeur implique des plus hautes teneurs en Sr. Cela existe pour les laves calcoalcalines des ars islandiques (HART et al. 1970) et il serait en coïncidence avec le déplacement des centres générateurs du plutovolcanisme chilien vers l'Est (BROUSSE et OYARZUN, 1971).

En second lieu, on peut supposer que la variation correspond à un accroissement vertical dans chaque batholite car le Sr augmente par rapport au Ca au cours de la différentiation. Par conséquent la teneur en Sr dépendrait du niveau d'érosion qui affecte l'intrusif. Cette hypothèse ferait que les roches paléozoïques qui ont subi la plus grande érosion, auraient moins de Sr que les roches Tertiaires moins érodées.

En ce qui concerne la concentration similaire de Sr et de Rb dans les intrusifs tertiaires et dans les andésites du pliocène, il est intéressant de rappeler l'hypothèse de HAMILTON (1968) selon laquelle les centres volcaniques actuels des Andes Centrales d'Amérique du Sud constitueraient la partie supérieure effusive d'un complexe calcoalcalin.

Si les andésites pliocène sont bien la phase effusive d'un complexe calcoalcalin tertiaire profond, la ressemblance des contenus en Sr et en Rb de ces roches et de ceux des intrusifs tertiaires devrait justement être espérée.

XVI - Les teneurs en rubidium des roches intrusives présentent une très bonne corrélation positive avec le K (coefficients compris entre 0,78 et 0,85). Dans les roches intermédiaires, la teneur en Rb est respectivement de 40 ppm, 54 ppm et 63 ppm pour les roches paléozoïques, crétacées et tertiaires, chiffres compris entre les moyennes mondiales pour ce type de roches intrusives (110 ppm, TUREKIAN et KULP 1961) et celles des andésites circumpacifiques (31 ppm, TAYLOR 1968). Ceci peut être lié au caractère spécial des roches intrusives cal-

coalcalines orogéniques.

Quant aux plus hautes teneurs de Rb dans les roches intrusives intermédiaires les plus jeunes, il faut signaler que ces teneurs sont aussi en rapport avec de plus grandes concentrations de K dans les mêmes roches.

XVII - Les andésites minéralisées du gisement cuprifère de Rio Blanco ont des teneurs très élevées en K et en Rb, à l'inverse de la granodiorite qui, affleurant aussi dans ce gisement, possède des valeurs anormalement basses en ces deux éléments. Puisque les variations de Rb sont encore plus sensibles que celles du K, et du fait que les analyses de Rb par fluorescence X sont précises et très rapides, la teneur en Rb peut être un bon indicateur de l'altération du type métasomatisme de K, à laquelle est généralement liée la minéralisation primaire dans les gisements du type porphyre cuprifère. Cela peut permettre de réaliser des études géochimiques quantitatives de cette altération, études qui peuvent compléter celles du type minéralogique qualitative, effectuées actuellement.

BIBLIOGRAPHIE

ABBOT M.J. (1967). - K and Rb in a continental alkaline igneous rock suite. Geochim Cosmochim Acta., Vol. 31, p. 1035-41.

AGUIRRE L. (1960). - Geologia de los Andes de Chile Central. Inst. Invest. Geol. 9, 70 p. Santiago.

AHRENS L.H. (1954). - Quantitative spectrochemical analysis of silicates. Pergamon Press. London.

AHRENS L.H. (1966). - Element distribution in specific igneous rocks. VIII. Geochim Cosmochim Acta., Vol. 30, p. 109-22.

AHRENS L.H. et TAYLOR S.R. (1961). - Spectrochemical analysis. Pergamon Press. London.

ANGINO E.E. et BILLINGS G.K. (1967) - Atomic absorption spectrometry in Geology. Elsevier Pub. Amsterdam.

BELTS Jr. C.B. (1964). - Atomic absorption spectrophotometry and the analysis of silicate rocks for copper and zinc. Econ. Geol., V. 59, p. 240-58.

BERLIN R. et HENDERSON C. (1968). - A reinterpretation of Sr and Ca fractionation trends in plagioclases from basic rocks. Earth Planet. Sci. 4, p. 79-89.

BERLIN R. et HENDERSON C. (1969). - The distribution of Sr and Ba between the alkali feldespar, plagioclase and groundmass phases of porphyritic trachytes and phonolites. Geochim Cosmochim Acta., V. 33, p. 47-55.

BEUS A.A. et SITNIN A.A. (1967). - Geochemical features of the Kukulbeisk granitic intrusive complex in Eastern Transbaikal. Geochemistry Int., V. 5, p. 1005-12.

BEUS A.A. et SITNIN A.A. (1968). - Geochemical specialization of magmatic complexes as criteria for the exploration of hidden deposits. XXIII Int. Geol. Congress., V. 6, p. 101-5.

BOUSENKO L.F. (1961). - Trace elements and the problem of the genesis of ultrabasic rocks of the Nizhnitagilsk massif. Geochemistry 12, p. 1244-54.

BROOKS C.K. (1968). - On the interpretation of trends in element ratios in differentiated igneous rocks with particular reference to strontium and calcium. Chem. Geol. 3, p. 15-20.

BROUSSE R. (1969). - Pétrologie, V. I, Collection Auboin J., Brousse R. et Lehman J.P., Précis de Géologie, Dunod Ed.

BROUSSE R. et OYARZUN J. (1971). - Les complexes calco-alcalins et la province cuprifère circumpacifique. Colloque Scientifique E. RAGUIN : Les roches plutoniques dans leurs rapports avec les gîtes minéraux. Paris.

BURNS R.G. et FYFE W.S. (1967). - Trace element distribution rules and their significance. Chem. Geol. 2, p. 89-104.

BUTLER J.R. et THOMPSON A.J. (1967). - Cadmium and zinc in some alkali acidic rocks. Geochim Cosmochim Acta., V. 31, p. 97-105.

CARR M.H. et TUREKIAN K.K. (1961). - The geochemistry of cobalt. Geochim Cosmochim Acta., V. 23, p. 9-60.

CARR M.H. et TUREKIAN K.K. (1962). - Chronium in granitic rocks. Geochim Cosmochim Acta., V. 26, p. 411-15.

CECIONI G. (1970). - Esquema de paleogeografia chilena. Ed. Universitaria. Santiago, 143 p.

CHAYES F. (1968). - The Chemical composition of cenozoic andesite. Proceedings

Andesite Conference. Upper Mantle Project., p. 1-12, Eugene, Oregon.

CHEMLA M., TOURAY J.C., BROUSSE R. et CAUSSE C. (1968). - Abondance relative des gaz inclus dans quelques minéraux magmatiques d'origine profonde. Origin and distribution of the elements, p. 971-9, Pergamon Press, London.

COMPSTON W., Mc DOUGALL et HEIERS K.S. (1968). - Geochemical comparison of the mesozoic basaltic rocks of Antarctica. South Africa, South America and Tasmania. Geochim Cosmochim Acta, V. 32, p. 129-49.

CORVALAN J. (1965). - Geologia General in Geografia Economica de Chile, Santiago. Corporacion de Fomento de la Produccion, p. 35-82.

COULOMB R. et GOLDSZTEIN M. (1964). - Comportement géochimique du Ta, Th, Co, Sc et U dans les laves de la chaine des Puys. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist. 2, p. 163-5.

CURTIS C.D. (1964). - Applications of the crystal-field theory to the inclusion of trace transition elements in minerals during magmatic differentiation, Geochim Cosmochim Acta, V. 28, p. 389-403.

DELON G. et AHRENS L.H. (1957). - The distribution of Li, Rb, Cs, and Pb in Yugoeslav granites. Geochim Cosmochim Acta. 12, p. 94-6.

DEMIN A.M. et KHITAROV D.N. (1958). - Geochemistry of potassium, rubidium and thallium in application to problems in petrology. Geochemistry 6, p. 721-34.

DEVRIES R.C. et RUSTUM R. (1958). - The influence of ionic substitution on the stability of micas and chlorites. Econ. Geol., V. 53, p. 958-65.

DRACICEVIC. (1970). - Carta gravimetrica de los Andes meridionales e intertpretacion de las anomalias de gravedad de Chile Central. Depto Geofisica y Geodesia. Univ. Chile, 93, 42 p.

DUPUY C. (1965). - Variation des teneurs en Cu, Ni, Cr, Co et V, dans quelques roches volcaniques des Causses et du Bas Languedoc. Bull. Soc. Géol. de France, VII, p. 32-6.

EDELSHTEIN I.I. (1960). - The geochemistry of nickel. Geochemistry 7, p. 718-29.

ERLANK A.J. (1967). - The terrestrial abundance relationship between potassium and rubidium. Origin and distribution of the elements, p. 871-88, Pergamon Press, London.

FAIRBAIRN H.W., AHRENS L.H. et GORFINKLE L.G. (1953). - Minor element content of Ontario Diabase. Geochim Cosmochim Acta, V. 3, p. 34-46.

FARRAR E, CLARK A.H., HAYKES S.J., QUIRT G.S., CONN H. et ZENTILLI M. (1970). - K-Ar evidence for the post paleozoic migration of granitic intrusion foci in the Andes of Northern Chile. Earth Planet Sci. Lett., 10, p. 60.

FERSHTATER G.B., BORODINA N.S. et TRAYANOVA M.V. (1969). - Lithium, rubidium, strontium and lead in the granitoids of the Urals Geochemistry Int., 1-2, p. 44-57.

FLANAGAN F.J. (1967). - U.S. Geological Survey silicate rocks standards. Geochim Cosmochim Acta, V. 31, p. 289-308.

FLANAGAN F.J. (1969). - U.S. Geological Survey standards II. First compilation of data for the new USGS rocks. Geochim Cosmochim Acta, V. 33, p. 81-120.

FONTEILLES M. (1966). - Appréciation de l'intérêt métallogénétique du volcanisme de Madagascar à partir de ses caractères pétrologiques. Bull. BRGM, I, p. 121-54.

FORBES R.B., RAY D.K. KATSURA T., MATSUMOTO H., HARAMURA H. et FURST M.J. (1968). - The comparative chemical composition of continental V.S. island arc andesites in Alaska. Proceedings Andesite Conference Upper Mantle Project. p. 111-20, Eugene, Oregon.

FROHLICH F. (1960). - Beitrag zur geochimie des chroms. Geochim Cosmochim Acta, V. 20, p. 215-40.

FUDALI R.E. (1965). - Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. Geochim Cosmochim Acta, 29, p. 1063-75.

GAST P.W. (1968). - Trace element fractionation and the origine of tholeitic and alkaline magma types. Geochim Cosmochim Acta, V. 32, p. 1057-86.

GERASIMOVSKII V.I. et LEVEDEV V.I. (1958). - Proportions of strontium and calcium in rocks of the Lovozero massif. Geochemistry 6, p. 699-705.

GONZALEZ O. (1963). - Observaciones geologicas en el Valle del rio Volcan. Soc. Geol. Chile, 3, 54 p., Santiago.

GONZALEZ O. (1969). - Cadenas volcanicas de la tierre de Maria Byrd, Bol. INACH, 4, p. 19-34, Santiago.

GONZALEZ O. (1970). - Distribution, migration and tectonic control of upper cenozoic volcanism in West Antarctica and South America. SCAR/IUGS Simposium on Antartic Geology and Solid Earth Geophysics, Oslo.

GONZALEZ O. et KATSUI Y. (1970). - Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las islas Shetland del Sur, Antartica, Bol. Inach, Vol. 1, n° 2, p. 123-174.

GONZALEZ O. et VERGARA M. (1962). - Reconocimiento geologico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. Inst. Geol. Univ. Chile, 24, 121 p., Santiago.

GONZALEZ O. et VERGARA M. (1970). - Post miocene petrographic provinces of West Antarctica and their relations with the southern Andes of South America, SCAR/IUGS Simposium on Antartic Geology and Solid Earth Geophysics, Oslo.

GONZALEZ - BONORINO F. (1967). - Nuevos datos de edad absoluta del basamento cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central, Depto. Geol. Univ. Chile Com., 1, Santiago.

GONI J. (1966). - Contribution à l'étude de la localisation et de la distribution des éléments en traces dans les minéraux et les roches granitiques, Mémoire du BRGM, n° 45, 67 p.

GONI J. et GUILLEMIN C. (1968). - L'importance géochimique des éléments fissuraux dans l'étude du bilan et de la mobilité des éléments en traces, Origin and distribution of the elements, p. 1093-1112, Pergamon Press, London.

GREEN T.H. et RINGWOOD A.E. (1966). - Origin of the calc-alkaline igneous suite, Earth Planet Sc. Lett., 1, p. 307-316.

GREEN T.H. et RINGWOOD A.E. (1968). - High pressure experimental studies on the origin of andesites, Proceedings Andesite Conference Upper Mantle Project, p. 21-32, Eugene, Oregon.

GOODWIN A.M. (1965). - Mineralized volcanic complexes in the Porcupine Kirkland Lake, Noranda region Canada, Econ. Geol., V. 60, p. 955-71.

GREEN J. et POLDERVAART A. (1958). - Petrochemical field and trends, Geochim Cosmochim Acta, V. 13, p. 87-122.

GREENLAND L. et LOVERING J.F. (1966). - Fractionation of fluorine, chlorine and other trace elements during differenciation of a tholeitic magma, Geochim Cosmochim Acta, V. 30, p. 963-82.

GUNN B.M. (1965). - Modal and element variation in Antarctic tholeites, Geochim Cosmochim Acta, V. 2, p. 881-920.

HALL A. (1967). - The distribution of some major and trace elements in feldspars from the Roses and Ardara granite complexes, Donegal, Ireland, Geochim Cosmochim Acta, V. 31, p. 835-47.

HAMILTON W. (1968). - The volcanic Central Andes. A modern model for the cretaceous batholith and tectonics of western North America, Proceedings Andesite Conference, Upper Mantle Project., p. 175-84, Eugene, Oregon.

HART S.R., BROOKS C., KROGH T.E., DAVIS G.L. et NAVA D. (1970). - Ancien and modern volcanic rocks : A trace element model, Earth Planet Sc., 10, p. 17-28.

HEIER K.S. et ADAMS J.A.S. (1963). - The geochemistry of the alkali elements in Physics and chemistry of the Earth, Pergamon Press, New York.

HEIER K.S. et TAYLOR S.R. (1959). - Distribution of Li, Na, K, Rb, Cs, Pb and Tl in southern Norwegian precambrian alkali-feldspars. Geochim Cosmochim Acta, V. 15, p. 284-304.

HEIER K.S. et BROOKS C. (1966). - Geochemistry and the genesis of the Heemskirk granite, West Tasmania. Geochim Cosmochim Acta, V. 30, p. 633-43.

HERZ N et DUTRA C.V. (1960). - Minor element abundance in a part of the Brazilian Shield. Geochim Cosmochim Acta, V. 21, p. 81-98.

HORSTMAN E.L. (1957). - The distribution of lithium, rubidium and caesium in igneous and sedimentary rocks. Geochim Cosmochim Acta, V. 12, p. 1-28.

JAKES P. et WHITE A.J.R. (1970). - K/Rb ratios of rocks from islands arcs. Geochim Cosmochim Acta, V. 34, p. 849-56.

JAROS J. et ZELMAN J. (1969). - La relacion estructural entre las formaciones Abanico y Farellones en la Cordillera del Meson, Provincia de Aconcagua, Chile. Depto. Geologia, Univ. Chile, 34, 18 p.

JONIN M. (1964). - Distribution de quelques oligoelements métalliques dans les laves tertiaires de la compte d'Auvergne (Massif Central Français). Mémoire DES, Université de Clermont-Ferrand.

JUNG J. et BROUSSE R. (1958). - Précisions nouvelles sur la constitution et sur l'origine des associations volcaniques. Bull. Soc. Franç. Minér. Crist., LXXXT, p. 134-41.

KATSUI Y. (1968). - Andesites from the Andes and Antarctica. Proceedings. Andesite Conference Upper Mantle Project, p. 193, Eugene, Oregon.

KATSUI Y. et GONZALEZ O. (1968). - Geologia del area neovolcanica de los Nevados de Payachata. Depto. Geologia. Univ. de Chile, 29, 61 p., Santiago.

KAUSEL E. et LOMNITZ C. (1968). - Tectonics of Chile. Simposio Panamericano del Manto Superior II, p. 47-67, Mexico DF.

KILBURN L.C. (1960). - Nickel, cobalt, copper, zinc, lead and sulphur contents of some north american base metal sulphide ores. Econ. Geol., V. 55, p. 115-37.

KIMBEL Jr. A.R. (1966). - Massive pyritic deposits related to volcanism and possible methods of emplacement. Econ. Geol., V. 61, p. 673-94.

KUNO H. (1950). - Petrology of Hakone volcano and adjacent areas, Japan. Bull. Geol. Soc. America., 61, p. 957-1020.

KUNO H. (1959). - Origin of cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. Bull. Vulcanologique, p. 37-76.

KUNO H. (1960). - High alumina basalt. Journ. Petrol., 1, p. 121-45.

KUNO H. (1965). - Lateral variation of basalt magma type across continental margins and islands arcs. Bull. Vulcanologique, p. 195-221.

KUNO H. (1968). - Andesite in time and space. Proceedings Andesite Conference. Upper Mantle Project., p. 13-20, Eugene, Oregon.

KUNO H. (1970). - Origin of andesite and its bearing on the Island Arc structure. Bull. Vulcanologique, p. 141-176.

KUTS V.P. et MISCHENKO V.S. (1963). - Distribution of lithium, rubidium and some of the minerals that contains them in the Kamennyye, Mogili and Yekaterinova granites (Azov Region). Geochemistry, 12, p. 1175-92.

LEBEDEV V.I. (1959). - The laws of isomorphism : I - The distribution of Mg, Fe, Mn, Ca, Sr, Ba, Li, K, Rb and some other elements in minerals crystallizing from magmas. Geochemistry, 6, p. 585-98.

LETOLLE R. et KULBICKI G. (1966). - Cr, Ni, et Co dans les laves de la région du Mont Doré. C.R. Soc. Geol. de France, Fasc. 3, p. 133

LEVI B. (1960). - Estratigrafia del Jurasico y Cretacico inferior de le Cordillera de la Costa entre las latitudes 32°40' y 33°40'. Inst. Geol. Univ. Chile, 16, 47 p.

LEVI B., MEHECH S. et MUNIZAGA F. (1963). - Edades radiometricas y petrografia de granitos chilenos. Inst. Invest. Geol., Boletin n° 12, Santiago.

LEVI B. (1968). - Cretaceous volcanic rocks from a part of the Coast Range West from Santiago Chile : A study in lithological variation and burial metamorphism in the Andean Geosyncline. Ph. D. Thesis. Univ. of California, Berkeley, 113 p.

LEVI B. (1970). - Burial metamorphic episodes in the Andean geosyncline Central Chile. Geol. Rundschau, 59, 3, p. 994-1013.

LEVI B. et CORVALAN J. (1964). - Metamorfismo Regional en las rocas volcanicas del Geosinclinal Andino. Minerales, 86, p. 6-15, Santiago.

LEVI B. et CORVALAN J. (1968). - Espesor y distribucion de los depositos del Geosinclinal Andino en Chile Central. Minerales, 101, p. 13-15, Santiago

LEWIS J.F. (1968). - Trace elements variation in alkalis and the ratio Sr^{87}/Sr^{86} in selected rocks from the Taupo volcanic zone. New Zealand Journ. of Geol. and Geophys., 11, 3, p. 608-29.

LYAKHOVICH V.V. (1963). - Distribution of Li, Rb and Sr in dykes related to granitoids. Geochemistry, 7, p. 674-80.

MARKHININ E.K. et SAPOZHNIKOVA A.M. (1962). - Content of Ni, Co, Cr, V and Cu in volcanic rocks of Kamchatka and the Kurile Islands. Geochemistry, 4, p. 427-32.

MATHIAS M. (1957). - The geochemistry of the Messum igneous complex, South West Africa. Geochim Cosmochim Acta, V. 12, p. 29-46.

Mc BIRNEY A.R. (1968). - Compositional variations in cenozoic calc-alkaline suites of Central America. Proceeding Andesite Conference. Upper Mantle Project., p. 185-9, Eugene, Oregon.

MOATTI J. (1964). - Méthode d'analyse quantitative des éléments en traces dans les roches et dans les sols, Etude DG. 63-85, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 23 p., Paris.

MOGAROVSKII V.V. et MELNICHENKO (1967). - Geochemistry of strontium in the upper paleozoic granitoids of the southern Hissar Range (Tadzhik SSR). Geochemistry Int., 4-5, p. 876-84.

MUÑOZ CRISTI J. (1962). - Comentarios sobre granitos chilenos. Minerales,78, Santiago.

MUÑOZ CRISTI J. (1964). - Estudios petrograficos y petrologicos sobre el Batolito de la Costa de las provincias de Santiago y Valparaiso. Inst. Geol. Univ. de Chile, 25, Santiago, 94 p.

MUÑOZ CRISTI J. (1968). - Evolucion geologica del territorio chileno. Bolet. Acad. de Ciencias de Chile, 1, p. 18-26, Santiago.

NESTERENKO G.V., AVILOVA N.S. et SMIRNOVA N.P. (1964). - Rare elements in the traps of the Siberian Platform. Geochemistry, 5, p. 970-6.

NOCKOLDS S.R. (1966). - The behavior of some elements during fractional crystallization of magma. Geochim Cosmochim Acta, V. 30, p. 267-78.

NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1953). - The geochemistry of some igneous rocks series. I Geochim Cosmochim Acta, V. 4, p. 105-42.

NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1954). - The geochemistry of some igneous rocks series II. Geochim Cosmochim Acta, V. 5, p. 245-85.

NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1956). - The geochemistry of some igneous rocks series III. Geochim Cosmochim Acta, V. 9, p. 34-77.

O'HARA M.J. (1965). - Primary magmas and the origins of basalts. Scot. Journ. Geol., 1, p. 19-40.

OYARZUN J. et VILLALOBOS J. (1969). - Recopilacion de analisis quimicos de rocas chilenas. Depto. Geol. Univ. de Chile, 33, 47 p., Santiago.

OSBORN E.F. (1959). - Role of oxygen pressure in the crystallization and differenciation of basaltic magma. Amer. J. Sci., 257, p. 609-47.

OSBORN E.F. (1968). - Experimental aspects of calc-alkaline differenciation. Proceedings Andesite Conference. Upper Mantle Project. p. 33-42, Eugene, Oregon.

OSBORN E.F. (1969). - The complementariness of orogenic andesite and alpine peridotite. Geochim Cosmochim Acta, V. 33, p. 307-24.

PARRY W.T. et NACKOWSKI M.P. (1963). - Copper lead and zinc in biotites from Basin and Range quartz monzonites. Econ. Geol., V. 58, p. 1126-44.

PELISSONIER H. (1968). - Sur la distribution du cuivre économiquement exploitable sur la Terre. Origin and Distribution of the Elements. p. 1139-49, Pergamon Press, London.

PEREZ E. et AGUIRRE L. (1968). - Relacion entre estructura y volcanismo cuaternario en Chile. Simposio Panamericano del Manto Superior, Mexico DF., V. II, p. 39-46.

PETERSEN V. (1970). - Metallogenic provinces in South America. Geologische Rundschau, 52, 3, p. 834-97.

PICHLER H. et ZEIL W. (1968). - Andesites of the Chilean Andes. Proceedings of the Andesite Conference. Upper Mantle Project, p. 165-74, Eugene, Oregon.

PINTA M. (1961). - Recherche et dosage des éléments en traces, 726 p., Dunod Ed., Paris.

PUTMAN G.W. et BURNHAM C.W. (1963). - Trace elements in igneous rocks, Northwestern and Central Arizona. Geochim Cosmochim Acta, V. 27, p. 53-106.

PUTMAN G.W. et ALFORS J.T. (1967). - Frequency distribution of minor metals in the Rocky Hill stock, Tulare County, California. Geochim Cosmochim Acta, V. 31, p. 431-50.

RADER L.F., SWADLEY W.C., HUFFMAN C. et LIPP HH. (1963). - New chemical determinations of zinc in basalts and rocks of similar composition. Geochim Cosmochim Acta, V. 27, p. 695-714.

RINGWOOD A.E. (1956). - Melting relationship of Ni-Mg olivines and some geochemical implications. Geochim Cosmochim Acta, V. 10, p. 297-303.

RINGWOOD A.E. and GREEN D.H. (1966). - An experimental investigation of the gabbro-eclogite transformation and some geophysical implications. Tectonophysics, 3, p. 383-427.

RANKAMA K. et SAHAMA Th. G. (1949). - Geoquimica, 862 p., Aguilar Ed. Madrid (1954).

ROOKE J.M. (1964). - Element distribution in some acid igneous rocks of Africa. Geochim Cosmochim Acta, V. 28, p. 1187-97.

RUIZ C. (1965). - Geologia y yacimientos metaliferos de Chile. Inst. Invest. Geol., 305 p., Santiago.

RUIZ C., SEGERSTROM K., AGUIRRE L., CORVALAN J., ROSE H. et STERN W. (1960). - Edades plomo alfa y marco estratigrafico de granitos chilenos, con una discusion acerca de su relacion con la orogenesis. Inst. Invest. Geol., Bolet 7, Santiago.

SAZHINA L. (1958). - Relative abundance of rubidium in granites of the U.S.S.R. Geochemistry, 6, p. 759-62.

SCHOLL D.W., CHRISTIENSEN M.N., VON HUENE et MARLOW M.S. (1970). - Peru-Chile Trench sediments and sea floor spreading. Geol. Soc. America Bull., V. 81, p. 1339-60.

SCHRIVASTABA J.N. et PROCTOR P.D. (1962). - Trace element distribution in the Searchlight Nevada quartz Monzonite stock. Econ. Geol., V. 57, p. 1062-70.

SEN N., NOCKOLDS S.R. et ALLEN R. (1959). - Trace elements in minerals from rocks of the S. Californian batholithe. Geochim Cosmochim Acta, V. 16, p. 58-78.

SERYKH V.I. (1963). - Distribution of copper in genetically related series of granitoids. Geochemistry, 11, p. 1068-75.

SERYKH V.I. (1964). - Geochemistry of nickel in granitoids. Geochemistry, 5, p. 880-8.

SHAW D.M. (1964). - Interprétation géochimique des éléments en traces dans les roches cristallines. Masson et Cie, Ed., Paris.

SIEDNER G. (1965). - Geochemical features of a strongly fractionated alkali igneous suite. Geochim Cosmochim Acta, V. 29, p. 113-37.

SIEDNER G. (1968). - Distribution of alkali metals and thallium in some South West, African granites. Geochim Cosmochim Acta, V. 32, p. 1303-16.

SIEGERS A., PICHLER H. et ZEIL W. (1969). - Trace element abundances in the "Andesite" formation of Northern Chile. Geochim Cosmochim Acta, V. 33, p. 882-7.

SLAWSON W. et NACKOWSKI M. (1959). - Trace lead in potash feldespars associated with ore deposits. Econ. Geol., V. 54, p. 1543-55.

SMALES A.A. et WAGER L.R. (1960). - Methods in geochemistry. Interscience. New York.

SNYDER J.L. (1959). - Distribution of certain elements in the Dul uth complex. Geochim Cosmochim Acta, V. 16, p. 243-77.

STARITSIN F.V. (1964). - Stratigraphic subdivision of mesozoic extrusives of Eastern Transbaikaliya with trace elements. Geochemistry, 1, p. 83-5.

STUEBER A.M. et GOLES G.G. (1967). - Abundance of Na, Mn, Cr, Sc and Co in ultramafic rocks. Geochim Cosmochim Acta, V. 31, p. 75-93.

TAUBENECK W.H. (1965). - An approisal of some potassium-rubidium ratios in igneous rocks. J. Geophys. Res., 70, p. 475-8.

TAUSON L.V. et STAVROV O.D. (1957). - The geochemistry of rubium in granitoids. Geochemistry, 8, p. 819-24.

TAUSON L.V., KOZLOV V.D. et KUZMIN M.I. (1968). - Geochemical criteria of potential ore bearing in granite intrusions XXIII, Int. Geol. Congress., V. 6, p. 123-9.

TAYLOR S.R. (1964). - Abundance of chemical elements in the continental crust : a new table. Geochim Cosmochim Acta, V. 28, p. 1273-85.

TAYLOR S.R. (1964). - Trace elements abundances and the condritic earth model. Geochim Cosmochim Acta, V. 28, p. 1989-98.

TAYLOR S.R. (1968). - Geochemistry of andesites. Origin and distribution of the elements, p. 559-81, Pergamon Press, London.

TAYLOR S.R. (1968). - Trace element chemistry of andesites and associated calc-alkaline rocks. Proceedings Andesite Conference. Upper Mantle Project., p. 43-63, Eugene, Oregon.

TAYLOR S.R., EMELEUS C.H. et EXLEY C.S. (1956). - Some anomalous K/Rb ratios in igneous rocks and their petrological significance. Geochim Cosmochim Acta, V. 10, p. 224-9.

TAYLOR S.R. et AHRENS L.H. (1959). - The significance of K/Rb ratios for theories of tektite origin. Geochim Cosmochim Acta, V. 15, p. 370-2.

TAYLOR S.R. et WHITE A.J.R. (1965). - Trace element abundance in andesites. Bull. Vulcanologique, T. XXX, p. 177-92.

TAYLOR S.R., KAYE M., WHITE J.R., DUNCAN A.R. et EWART A. (1969). - Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V content in andesites. Geochim Cosmochim Acta, V. 33, p. 275-86.

TAYLOR S.R., CAPP A., GRAHAM A.L. et BLAKE D.H. (1969). - Trace element abundances in andesites II, Contr. Mineral. and Petrol., 23, p. 1-26.

THIELE R. et KATSUI Y. (1969). - Contribucion al conocimiento del volcanismo

post-miocenico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile. Depto. Geol. Univ. Chile, 35, 23 p.

THOMAS H. (1958). - Geologia de la Cordillera de la Costa entre el Valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. Inst. Invest. Geol., Bolet 2, 86 p.

TUREKIAN K.K. (1963). - The chromium and nickel distribution in basaltic rocks and eclogites. Geochim Cosmochim Acta, V. 27, p. 835-46.

TUREKIAN K.K. et KULP J.L. (1956). - The geochemistry of strontium. Geochim Cosmochim Acta, V. 10, p. 245-96.

TUREKIAN K.K. et CARR M. (1960). - The cheochemistry of chromium, cobalt and nickel XXI, Int. Geol. Congress., Part. 1, p. 14-26.

TUREKIAN K.K. et WEDEPOHL K.H. (1961). - Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. Geol. Soc. Amer. Bull., V. 72, p. 175-92.

VERGARA M. (1969). - Rocas volcanica y sedimentario-volcanicas mesozoicas y cenozoicas en la latitud 34°30' S, Chile. Depto. Geol. Univ. Chile, 32, 36 p.

VERGARA M. (1970). - Note on the zonation of the upper cenozoic volcanism of the andean area of central south Chile and Argentina. Simposio Panamericano del Manto Superior., Buenos Aires, in press.

VERGARA M. et KATSUI Y. (1969). - Contribucion a la geologia y petrologia del volcan Antuco - Cordillera de los Andes, Chile Central. Depto. de Geol. Univ. Chile, 35, 20 p.

VINOGRADOV A.P. (1962). - Average content of chemical elements in the principal types of igneous rocks of the earth's crust. Geochemistry, 7, p. 641-64.

VISTELIUS A. et RUIZ C. (1969). - On the origen of variations in the composition

of granitic rocks of Chile and Bolivia. Mathematical Geology, 1, 1, p. 113-4.

VOLKOV V.P. et SAVINOVA E.N. (1959). - Distribution of rubidium and the K/Rb ratio in the rocks of the Lovozero massif. Geochemistry 6, p. 635-42.

VOLKOV V.P. et SAVINOVA E.N. (1961). - Variation in the potassium-rubidium ratio during the evolution of calc-alkalie and alkalic magmas. Geochemistry, 12, p. 1227-36.

VOSKRESENSKAYA N.T. (1959). - Geochemistry of the thallium and rubidium in igneous rocks. Geochemistry, 6, p. 599-611.

VOSKRESENSKAYA N.T., TITKOVA N.F. et SHULYAKOVSKAYA N.S. (1962). - Geochemistry of thallium, rubidium and lithium in the magmatic process. Geochemistry, 3, p. 282-92.

VOSKRESENSKAYA N.T. et FEL'DMAN V.I. (1964). - Behavior of rubidium and thallium during autometasomatism of alkalic granitoids of the Taidut massif (Central-Transbaikaliya). (Abstract)., Geochemistry, 1, p. 56.

WAGER L.R. et MITCHELL L.R. (1951). - The distribution of trace element during strong fractionation of basic magma. A further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. Geochim Cosmochim Acta, V. 1, p. 129-208.

WAGER L.R., VINCENT E.A., SMALES A.A. et BARTHOLOME P. (1957). - Sulphides in the Skaergaard intrusion, East Greenland. Econ. Geol., V. 52, p. 855-903.

WARREN H. et DELAVAULT R. (1959). - Readily extractable copper in eruptive rocks as a guide for prospecting. Econ. Geol., p. 1291-7.

WILKINSON J.F.G. (1959). - The geochemistry of a differentiated teschenite sill near Gunnedah, New South Walles. Geochim Cosmochim Acta, V. 16, p. 123-50.

YODER Jr. H.S. (1968). - Calcalkalic andesites : Experimental data bearing on the origin of their assumed characteristics. Procceding Andesite Conference. Upper Mantle Project., p. 77-89, Eugene, Oregon.

YOUNG R.S. (1957). - The geochemistry of cobalt, Geochim Cosmochim Acta, V. 13, p. 28-41.

A N N E X E A

ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI

(CHAPITRE II)

G R O U P E 1

VOLCANISME DU CRETACE : Formation Lo Prado (Crétacé inférieur)

REFERENCE : Levi, B. 1960-1968

Elément (ppm)	BL-17	BL-19	BL-66	BL-619	BL-625	BL-631	BL-811
P	800	1100	400	1140	1050	620	970
Si $\times 10^{-2}$	3305	3023	2299	3066	2921	3058	2534
Ti	3700	5000	4800	4140	3840	2040	5640
Al "	821	864	798	816	860	816	896
Cr	5	15	100	5	5	10	30
Fe_3 "	238	373	480	310	200	166	303
Mg "	14	65	481	65	27	55	142
Ni	12	10	35	14	20	9	17
Co	10	15	25	16	8	11	11
Cu	15	15	30	35	50	145	25
Zn	30	30	70	25	20	35	100
Fe_2 "	37	16	258	160	216	193	388
Mn	200	<100	2300	775	775	620	1550
Ca "	24	49	506	128	118	214	566
Sr	120	250	340	90	120	20	380
Na "	198	396	243	298	223	244	246
K "	211	186	158	168	530	207	174
Rb	90	50	<20	80	190	140	60
I. D.	3	10	107	16	8	27	70

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
BL-17	TRACHYTE	Cordon de Chacana. (Valparaiso)	Levi, B.
BL-19	TRACHYTE	"	"
BL-66	ANDESITE	"	"
BL-619	KERATOPHYRE	Lo Prado (Santiago)	"
BL-625	KERATOPHYRE	"	"
BL-631	KERATOPHYRE	"	"
BL-811	ANDESITE ALTEREE	"	"

G R O U P E 2

VOLCANISME DU CRETACE : Formation Veta Negra (Cretacé inférieur à moyen).

REFERENCE : Levi, B. 1960-1968 ; Oyarzun, J. et Villalobos, J. 1969.

Elément (ppm)	A-967	A-987	Bl-7a_1	Bl-7a_2	BL-131
P	2400	2400	2800	700	918
Si × 10^{-2}	2416	2488	2637	2475	3148
Ti	9800	6200	6500	7200	1620
Al "	795	883	895	955	761
Cr	20	25	20	20	<10
Fe_3 "	369	321	284	316	164
Mg "	230	210	149	150	20
Ni	10	15	10	10	7
Co	18	13	10	13	8
Cu	130	40	50	85	70
Zn	180	140	180	185	70
Fe_2 "	558	308	308	356	197
Mn	2300	2600	2200	1400	775
Ca "	440	395	324	573	143
Sr	150	330	255	420	110
Na "	212	304	267	269	323
K "	251	297	360	168	286
Rb	70	110	130	45	150
I.D.	64	55	38	74	12

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-967	ANDESITE ALTEREE	Cajon de Gomez (Aconcagua)	Vicente J.C.
A-987	ANDESITE PORPHYRIQUE	Estero Carreton (Aconcagua)	"
BL-7a_1	ANDESITE	"	"
BL-7a_2	ANDESITE PORPHYRIQUE	Cordon Chacana (Valparaiso)	Levi. B.
BL-131	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	BL-178	BL-246	BL-250	BL-251	BL-254
P	1440	1570	1590	1220	1700
Si $\times 10^{-2}$	2554	2472	2499	2656	2516
Ti	5580	6540	6540	5520	5820
Al "	922	920	895	895	862
Cr	16	13	10	17	40
Fe_3 "	13	210	470	519	541
Mg "	210	122	123	127	209
Ni	25	40	13	17	25
Co	13	14	27	12	12
Cu	80	85	40	85	40
Zn	85	550	220	150	215
Fe_2 "	619	558	291	237	213
Mn	1320	1630	1860	1860	1860
Ca "	515	719	338	185	202
Sr	730	470	280	260	220
Na "	249	174	349	378	268
K "	144	115	266	206	337
Rb	30	100	90	70	100
I.D.	73	90	42	28	35

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
BL-178	PORPHYRITE	Lo Prado (Santiago)	Levi. B.
BL-246	ANDESITE	"	"
BL-250	PORPHYRITE	"	"
BL-251c	"	"	"
BL-254	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	BL-283	BL-448	BL-449	BL-450	BL-451
P	1660	2010	1140	1880	1350
Si $\times 10^{-2}$	2490	2570	2507	2374	2445
Ti	6240	7200	6240	7380	6300
Al "	976	829	902	927	946
Cr	16	17	80	20	25
Fe_3 "	650	410	177	412	350
Mg "	111	201	253	210	183
Ni	7	20	70	14	17
Co	8	14	27	23	22
Cu	30	20	40	80	20
Zn	100	280	350	230	235
Fe_2 "	161	400	417	364	432
Mn	1470	2710	3020	4030	2790
Ca "	226	195	390	462	334
Sr	410	150	550	390	530
Na "	461	226	272	271	252
K "	146	367	250	224	353
Rb	44	80	80	160	30
I.D.	35	32	59	66	44

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
BL-283	PORPHYRITE	Lo Prado (Santiago)	Levi. B.
BL-448	"	"	"
BL-449	PORPHYRITE (FILON)	"	"
BL-450	PORPHYRITE	"	"
BL-451	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	BL-452	BL-652	BL-657	BL-669	BL-712
P	1400	5240	1000	1000	870
Si x 10^{-2}	2419	2471	2776	2257	2360
Ti	5760	8580	4500	5040	5220
Al "	843	914	845	952	916
Cr	80	10	17	17	32
Fe_3 "	312	258	453	582	468
Mg "	274	130	119	384	162
Ni	40	14	14	14	17
Co	22	16	14	47	36
Cu	30	235	20	20	30
Zn	120	180	140	200	200
Fe_2 "	611	453	164	287	370
Mn	1550	1550	1320	2330	2250
Ca "	641	276	56	246	567
Sr	440	310	180	300	480
Na "	155	269	255	238	278
K "	174	358	464	381	149
Rb	35	140	140	130	54
I.D.	94	34	13	56	78

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
BL-452	ANDESITE	Lo Prado (Santiago)	Levi. B.
BL-652	PORPHYRE DIORITIQUE	"	"
BL-657	PORPHYRITE	"	"
BL-669	"	"	"
BL-712	"	"	"

G R O U P E 3

VOLCANISME DU CRETAGE : Formation Abanico (Cretacé supérieur)

REFERENCE : Aguirre, L. 1960 ; Oyarzun, J. et Villalobos J. 1969

Elément (ppm)	A-208	A-225	A-263	T-22	Bb-421
P	1200	1400	1100	<100	900
Si × 10^{-2}	2417	2941	2458	3266	2243
Ti	1700	2200	6200	1400	6800
Al "	821	932	923	816	971
Cr	15	15	35	15	40
Fe_3 "	719	197	365	128	607
Mg "	159	60	168	63	374
Ni	12	15	20	10	95
Co	15	12	10	10	25
Cu	140	20	45	20	130
Zn	70	70	140	60	80
Fe_2 "	16	93	334	61	134
Mn	1500	1200	1700	400	2100
Ca "	466	198	388	78	520
Sr	490	680	415	60	650
Na "	387	473	433	361	213
K "	88	186	85	314	203
Rb	10	30	10	110	25
I.D.	70	22	62	10	95

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-208	ANDESITE	Rio Colorado (Aconcagua)	Vicente, J.C.
A-225	TRACHYANDESITE	Valle de Putaendo (Aconcagua)	"
A-263	ANDESITE	Cerro Alto del Cobre (Aconcagua)	"
T-22	IGNIMBRITE RHYOLITIQUE	Banos del Flaco (Colchagua)	Vergara, M.
Bb-421	PORPHYRITE	Curillinque (Talca).	"

G R O U P E 4

VOLCANISME DU CRETACE : Formation Farellones (Crétacé supérieur-Tertiaire inférieur).

REFERENCE : Aguirre, L. 1960 ; Vergara, M. 1969 ; Oyarzun, J. et Villalobos, J. 1969.

Elément (ppm)	A-248	A-407	A-439	A-427	A-332
P	400	900	1000	1500	1700
Si × 10^{-2}	3579	3080	3118	2630	2883
Ti	1700	6500	1900	5800	9300
Al "	631	755	905	911	860
Cr	10	10	10	55	20
Fe_3 "	130	194	149	265	276
Mg "	7	31	23	186	101
Ni	5	8	5	15	15
Co	10	12	10	15	13
Cu	30	20	15	130	15
Zn	20	80	65	110	65
Fe_2 "	44	75	38	272	132
Mn	500	1400	800	1700	1000
Ca "	76	262	184	368	213
Sr	170	485	1300	460	390
Na "	259	138	445	293	374
K "	276	344	178	212	192
Rb	90	165	45	65	45
I. D.	6	21	17	51	27

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-248	RHYOLITE	Valle de Putaendo (Aconcagua).	Vicente J. C.
A-407	"	"	"
A-439	DACITE	Cordon del Tordillo (Aconcagua)	"
A-427	ANDESITE	"	"
A-332	"	Los Andes (Aconcagua)	"

(suite)

Elément (ppm)	A-347	-293	-409	U-S-0	U-9-22
P	1100	1200	1400	1490	1310
Si × 10^{-2}	2834	2686	2792	2422	2511
Ti	4600	5000	8000	6360	4380
Al "	872	891	899	929	1071
Cr	30	60	75	150	40
Fe_3 "	145	329	231	320	148
Mg "	134	152	182	320	218
Ni	15	25	25	70	35
Co	13	10	15	25	20
Cu	55	30	20	30	>1000
Zn	60	90	160	85	120
Fe_2 "	345	154	194	367	364
Mn	1200	1300	1200	310	542
Ca "	314	388	154	574	17
Sr	360	460	600	610	120
Na "	302	315	520	301	180
K "	200	231	62	87	647
Rb	80	80	10	20	170
I. D.	39	49	31	100	16

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-347	ANDESITE	Estero San Francisco (Aconcagua)	Vicente J. C.
-393	"	Estero Tordillo (Aconcagua)	"
-409	"	"	"
U-S-0	"	Mina Rio Blanco	Urquieta I.
U-9-22	ANDESITE MINERALISEE	"	"

(suite)

Elément (ppm)	U-9-32	U-9-40	T-20	T-43	T-27
P	1440	1570	<100	<100	<100
Si × 10^{-2}	2255	2467	3236	3254	2926
Ti	6060	4740	2600	1900	4700
Al "	1061	915	806	796	912
Cr	80	80	20	10	30
Fe_3 "	433	447	127	140	322
Mg "	277	286	115	58	94
Ni	40	50	12	8	16
Co	30	25	9	6	9
Cu	>1000	>1000	160	30	140
Zn	130	65	100	45	100
Fe_2 "	631	558	57	31	65
Mn	465	155	400	200	600
Ca "	21	26	50	122	175
Sr	30	30	110	320	510
Na "	24	109	218	280	272
K "	453	395	457	297	329
Rb	145	145	215	130	100
I. D.	25	26	11	13	21

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
U-9-32	ANDESITE MINERALISEE. (Cu)	Mina Rio Blanco (Aconcagua)	Urquieta I.
U-9-40	"	"	"
T-20	RHYOLITE SODIQUE	Cerro Chimbarongo (Colchagua)	Vergara, M.
T-43	"	Cerro Cuesta, W. San Fernando (Colchagua)	"
T-27	DACITE	Rinconada Jauregui, W. San Fernando (Colchagua)	"

G R O U P E 6

VOLCANISME DU TERTIAIRE : Formation Cola de Zorro (Miocène)

REFERENCE : Gonzàlez, O. et Vergara, M. 1962 ; Vergara, M. 1970

Elément (pp)	Bb-80	Bb-281	Bb-327	T-18	T-20-a
P	1100	200	700	790	920
Si x 10^{-2}	2655	2617	2760	2951	2709
Ti	9900	5300	4900	3540	5580
Al "	1046	954	1043	762	927
Cr	18	60	25	120	45
Fe_3 "	386	252	258	103	212
Mg	37	221	117	157	189
Ni	20	90	18	35	15
Co	12	20	17	18	15
Cu	30	55	30	90	45
Zn	45	80	70	70	75
Fe_2 "	20	230	115	262	205
Mn	1700	1500	1900	780	700
Ca "	323	562	408	287	402
Sr	480	380	680	300	410
Na "	387	93	318	297	457
K "	260	326	137	208	134
Rb	70	45	20	75	30
I.D.	31	65	50	37	57

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
Bb-80	ANDESITE	Cajon Ibàñez	Gonzalez y Vergara
Bb-281	"	Linares. "	"
Bb-327	ANDESITE BASALTIQUE	"	"
T-18	"	Los Angeles, Bio-Bio.	Vergara M.
T-20-a	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	T-17	T-2	MV-31	MV-34	MV-40
P	520	660	3100	1840	390
Si x 10^{-2}	2863	2726	2692	2765	3033
Ti	3360	4740	10440	6360	3120
Al "	740	907	902	904	890
Cr	130	30	40	250	10
Fe_3 "	141	187	261	168	352
Mg "	279	285	124	89	39
Ni	60	20	20	10	5
Co	15	15	15	10	10
Cu	50	25	15	20	20
Zn	55	65	70	85	50
Fe_2 "	267	280	284	260	18
Mn	930	1090	1470	1160	780
Ca "	354	491	227	174	130
Sr	225	350	350	470	285
Na "	205	280	459	445	321
K "	173	118	253	308	365
Rb	60	35	60	100	120
I.D.	56	76	31	21	12

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
T-17	DACITE	40 Km au N. de Collipulli (Bio-Bio)	Vergara, M.
T-2	ANDESITE BASALTIQUE	C. Ñielol, Cautin	"
MV-31	ANDESITE	Pino Hachado, Malleco	"
MV-34	"	"	"
MV-40	IGNIMBRITE	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	T-13	MV-2	MV-6	MV-8	MV-15
P	920	790	830	870	570
Si × 10^{-2}	2797	2478	2317	2443	2779
Ti	3480	7080	9660	7620	3900
Al "	897	963	963	1046	873
Cr	80	220	220	280	220
Fe_3 "	826	187	281	256	224
Mg "	213	295	306	245	177
Ni	20	45	90	55	80
Co	15	35	35	30	10
Cu	20	25	35	25	30
Zn	65	55	65	50	60
Fe_2 "	185	238	241	135	146
Mn	780	780	470	160	310
Ca "	383	636	583	515	415
Sr	420	290	280	330	200
Na "	297	305	305	326	318
K "	116	66	63	70	170
Rb	35	15	10	10	300
I.D.	57	105	105	86	54

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
T-13	ANDESITE	Temuco (Cautin)	Vergara, M.
MV-2	ANDESITE BASALTIQUE	Punta Lechagua Ancud. Chiloé	"
MV-6	ANDESITE	"	"
MV-8	ANDESITE	"	"
MV-15	ANDESITE PORPHYRIQUE	Punta Almanao Ancud-Chiloé	"

(Suite)

Elément (ppm)	MV-19	MV-21	GVCH-63	MV-30
P	870	1350	1140	1180
Si × 10^{-2}	2697	2520	2797	2455
Ti	4200	7800	4320	7260
Al "	922	901	875	897
Cr	100	130	250	200
Fe_3 "	148	143	278	152
Mg "	245	294	222	315
Ni	25	30	60	50
Co	10	35	15	40
Cu	45	30	90	30
Zn	75	65	115	70
Fe_2 "	342	434	980	415
Mn	620	700	80	850
Ca "	458	555	346	570
Sr	220	300	190	300
Na "	257	260	297	305
K "	137	90	197	73
Rb	75	20	120	15
I.D.	68	91	50	99

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
MV-19	ANDESITE	Punta Almanao Ancud. Chiloé	Vergara, M.
MV-21	"	"	"
GVCH-63	"	"	"
MV-30	ANDESITE BADALTIQUE	Costa Brava, Ancud, Chiloé	"

G R O U P E 7

VOLCANISME DU TERTIAIRE : Plateau Volcanique des Iles Shetland du Sud, Antarctique (Miocene).

REFERENCE : Katsui et Gonzalez 1970 ; Oyarzùn et Villalobos, 1969

Elément (ppm)	A-270	A-293	A-285	A-298	A-294	A-304	A-321
P	1400	1700	1500	500	1300	1100	200
Si x 10^{-2}	2609	2421	2283	2335	2186	2296	2229
Ti	7300	5000	6400	3300	6800	5500	6400
Al "	835	959	928	1018	912	932	1087
Cr	40	100	330	220	220	270	100
Fe_3 "	282	193	260	150	195	199	149
Mg "	274	413	403	476	505	428	300
Ni	20	50	115	100	115	120	20
Co	15	30	35	50	40	35	20
Cu	180	70	85	85	90	50	50
Zn	90	60	60	60	70	70	65
Fe_2 "	388	409	442	444	546	439	534
Mn	1700	900	900	900	1100	1200	1200
Ca "	498	678	689	789	751	707	889
Sr	430	600	510	630	520	310	510
Na "	297	206	243	168	209	229	183
K "	103	67	52	47	46	23	22
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
I.D.	79	125	134	153	162	147	116

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-270	ANDESITE	Ile Rey Jorge	Katsui et Gonzalez
A-293	ANDESITE BASALTIQUE	Ile Robert	"
A-285	BASALTE	"	"
A-298	"	"	"
A-294	DOLERITE	"	"
A-304	DOLERITE	Ile Livinsgton	Katsui et Gonzalez
A-321	"	"	"

G R O U P E 8

VOLCANISME DU TERTIAIRE : Groupe Volcanique du Marmolejo (Pliocène)

REFERENCE : Thiele R. et Katsui, Y. 1969

Elément (ppm)	Y-29	Y-30	Y-31	Y-32
P	1400	2100	1400	3500
Si 10^{-2}	2766	2679	2840	2762
Ti	5000	4500	3900	4300
Al "	875	962	954	988
Cr	135	90	25	30
Fe_3 "	160	356	317	164
Mg "	202	194	111	119
Ni	20	20	20	25
Co	15	15	15	15
Cu	55	30	25	25
Zn	70	65	75	50
Fe_2 "	272	73	65	121
Mn	1000	900	900	700
Ca "	428	365	371	377
Sr	545	620	670	680
Na "	290	304	317	310
K "	261	170	203	185
Rb	130	45	50	50
I. D.	53	53	42	45

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
Y-29	ANDESITE PORPHYRIQUE	Cerro Marmolejo Santiago)	Thiele, R.
Y-30	"	"	"
Y-31	"	"	"
Y-32	"	"	"

VOLCANISME DU TERTIAIRE : Formation ignimbritique (Pliocène).

Roches comprises dans le Groupe 9.

REFERENCE : Katsui, Y. et Gonzalez, O. 1968.

Elément (ppm)	M-74	M-200
P	500	800
Si × 10^{-2}	3282	3291
Ti	1900	2800
Al "	776	769
Cr	10	10
Fe_3 "	130	134
Mg "	39	45
Ni	7	8
Co	5	7
Cu	20	40
Zn	40	30
Fe_2 "	44	51
Mn	300	300
Ca "	110	128
Sr	150	200
Na "	293	312
K "	359	334
Rb	150	100
I. D.	11	11

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
M-74	IGNIMBRITE RHYOLITIQUE	Payachatas (Arica)	Katsui et Gonzalez
M-200	"	"	"

G R O U P E 10

VOLCANISME DU QUATERNAIRE : Groupe Volcanique des Payachatas.

REFERENCE : Katsui, Y. et Gonzalez, O. 1968

Elément (ppm)	M-70	M-71	M-73	M-81	M-76
P	1700	1400	1400	1400	400
Si $\times 10^{-2}$	2664	2739	2911	2883	3410
Ti	6400	5000	5400	5200	1300
Al "	934	932	902	871	740
Cr	70	30	70	50	10
Fe_3 "	150	293	131	164	84
Mg "	206	144	151	162	24
Ni	25	15	20	15	8
Co	15	15	15	10	5
Cu	80	45	50	50	55
Zn	95	70	80	70	35
Fe_2 "	331	165	186	208	20
Mn	1600	1100	1000	900	300
Ca "	463	480	332	330	72
Sr	1050	600	1100	1100	170
Na "	305	285	302	321	283
K "	212	187	246	257	408
Rb	55	60	65	75	160
I. D.	61	57	40	40	6

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
M-70	ANDESITE	Payachatas (Arica)	Katsui et Gonzalez
M-71	ANDESITE	"	"
M-73	ANDESITE	"	"
M-81	ANDESITE	"	"
M-76	IGNIMBRITE RHYOLITIQUE	"	"

G R O U P E 11

VOLCANISME DU QUATERNAIRE : Groupe Volcanique de la Laguna de Maule.

REFERENCE : Gonzalez, O. et Vergara, M. 1962 ; Oyarzun, J. et Villalobos, J. 1969.

Elément (ppm)	M-6	$M-12_a$	$M-12_b$	M-14	M-11
P	700	1900	2100	700	1400
Si $\times 10^{-2}$	3172	2767	2784	3212	2815
Ti	3100	12100	7400	2900	5900
Al "	849	939	952	849	979
Cr	30	40	35	15	55
Fe_3 "	82	114	129	73	212
Mg "	59	166	168	43	156
Ni	16	12	20	16	20
Co	12	14	20	7	14
Cu	35	40	45	15	30
Zn	60	90	110	50	80
Fe_2 "	165	446	414	145	249
Mn	700	1000	900	700	900
Ca "	100	230	235	87	221
Sr	360	580	580	340	570
Na "	336	320	305	487	328
K "	264	170	178	254	179
Rb	105	45	40	130	50
I.D.	12	36	36	10	34

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
M-6	DACITE	Laguna del Maule (Talca)	Aguirre et Vergara.
M-12 a	ANDESITE	"	"
M-12 b	"	"	"
M-14	VITROPHYRE	"	"
M-11	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	M-17	Bb-485	Bb-505	Bb-506	Bb-515
P	800	400	500	500	600
Si $\times 10^{-2}$	2624	3379	3247	3269	3252
Ti	4700	1700	3500	2300	2600
Al "	973	805	864	856	883
Cr	180	10	10	10	10
Fe_3 "	160	68	119	127	12
Mg "	265	27	54	35	47
Ni	30	10	10	7	10
Co	35	7	9	5	5
Cu	120	15	15	30	15
Zn	105	50	50	45	50
Fe_2 "	445	49	64	68	51
Mn	1100	200	500	500	400
Ca "	341	111	225	136	147
Sr	650	230	485	310	340
Na "	404	313	295	298	286
K "	91	317	267	315	283
Rb	10	200	165	170	160
I.D.	63	1	21	12	14

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
M-17	BASALTE	Laguna del Maule (Talca)	Aguirre et Vergara
Bb-485	RHYODACITE	"	Gonzalez et Vergara
Bb-506	"	"	"
Bb-515	"	"	"

G R O U P E 12

VOLCANISME DU QUATERNAIRE : Groupe Volcanique de l'Antuco.

REFERENCE : Vergara M et Katsui Y, 1969.

Elément (ppm)	KV-139	KV-140	KV-126	KV-133	KV-137	KV-144
P	1500	1700	1000	1100	1400	1100
Si $\times 10^{-2}$	2569	2683	2455	2398	2416	2739
Ti	8900	8200	6000	5800	7300	5706
Al "	889	867	1012	1012	951	949
Cr_1	40	25	90	170	170	20
Fe_3 "	278	319	147	144	159	159
Mg "	202	163	297	362	333	133
Ni	15	15	40	50	50	15
Co	20	18	25	25	30	15
Cu	95	35	80	85	75	25
Zn	85	90	70	75	80	80
Fe_2 "	451	315	444	483	497	307
Mn	1700	1500	1200	1300	1400	900
Ca "	512	409	652	650	624	423
Sr	315	300	480	486	440	370
Na	350	448	294	297	311	333
K	96	90	66	60	73	154
Rb	15	15	10	10	10	35
I.D.	75	58	107	118	109	52

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
KV-139	ANDESITE	Volcan Antuco	Vergara et Katsui
KV-140	ANDESITE	"	"
KV-126	ANDESITE	"	"
KV-133	BASALTE A OLIVINE	"	"
KV-137	BASALTE A OLIVINE	"	"
KV-144	ANDESITE	Volcan Sierra Velluda.	"

G R O U P E 13

VOLCANISME DU QUATERNAIRE : Volcanisme des Iles Shetland du Sud, Antarctique.

REFERENCE : Gonzalez, O. et Katsui, Y. 1970 ; Oyarzun, J. et Villalobos, J. 1969.

Elément (ppm)	A-249	A-260	A-354	A-356	A-244
P	900	1600	1200	1300	2100
Si × 10^{-2}	2516	2313	2532	2364	2448
Ti	6500	8000	11300	10000	13600
Al "	928	912	826	931	863
Cr	100	100	60	150	40
Fe_3 "	195	208	166	166	190
Mg "	266	423	219	335	217
Ni	30	40	20	40	20
Co	40	25	35	30	35
Cu	65	140	95	60	45
Zn	50	70	85	60	85
Fe_2 "	445	584	616	493	640
Mn	900	1400	1300	1300	2300
Ca "	641	681	559	731	546
Sr	350	650	330	450	315
Na "	287	268	371	306	390
K "	54	44	71	37	51
Rb	<10	<10	<10	<10	<10
I.D.	102	136	85	129	88

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
A-249	ANDESITE	Ile Bridgeman	Katsui et Gonzalez
A-260	BASALTE	" Pinguinos	"
A-354	ANDESITE APHYRIQUE	" Decepcion	"
A-356	" "	"	"
A-244	ANDESITE BASALTIQUE	"	"

G R O U P E 15

VOLCANISME PLIO-PLEISTOCENE. Terre de Mary Bird (Antarctique), Ligne Nord

REFERENCE : Gonzalez, O. 1970.

Eléments (ppm)	OG-235	OG-110	OG-146	OG-177	OG-34	OG-93
P	131	570	440	87	170	3630
Si $\times 10^{-2}$	3400	2975	3124	3264	2728	2170
Ti	1740	2700	2640	780	1680	16860
Al "	595	759	595	738	1016	834
Cr	5	10	5	5	20	200
Fe_3 "	147	292	427	179	276	251
Mg "	1	5	4	1	13	387
Ni	9	5	9	9	10	150
Co	7	5	12	14	20	36
Cu	10	15	5	10	10	35
Zn	295	210	205	105	120	80
Fe_2 "	164	266	104	54	179	619
Mn	850	1240	2020	465	1320	1630
Ca "	27	84	95	46	69	634
Sr	<10	<10	<10	<10	10	760
Na "	234	522	441	358	608	324
K "	455	415	471	471	399	173
Rb	410	130	160	220	100	20
I.D.	2	6	7	3	6	114

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
OG-235	TRACHYTE	C. Toney	Gonzalez,O.
OG-110	TRACHYTE PORPHYRIQUE	C. Whitney	Gonzalez, O.
OG-146	TRACHYTE	C. Cumming	Gonzalez, O.
OG-177	TRACHYTE	Mt. Hartigan	Gonzalez, O.
OG-34	TRACHYTE PORPHYRIQUE	V. Kauffman	Gonzalez, O.
OG-93	BASALTE	V. Flint	Gonzalez, O.

(Suite)

Elément (ppm)	OG-37	OG-39	OG-40	OG-52	OG-56	OG-58
P	390	310	4110	6500	130	390
Si × 10^{-2}	2970	3007	2191	2278	3220	3075
Ti	3360	4560	19000	12540	2460	3540
Al "	819	528	907	896	703	700
Cr	25	10	15	15	5	10
Fe_3 "	461	143	651	313	244	471
Mg "	10	8	289	195	1	1
Ni	10	10	14	15	7	5
Co	15	5	36	15	7	5
Cu	10	15	10	35	10	15
Zn	110	330	115	130	260	225
Fe_2 "	51	685	337	643	303	44
Mn	1630	2330	775	1630	1470	850
Ca "	67	45	510	395	41	36
Sr	<10	90	680	875	<10	<10
Na "	497	614	324	453	517	522
K "	386	324	112	182	381	403
Rb	85	165	10	10	160	200
I.D.	6	4	95	63	3	3

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
OG-37	TRACHYTE	C. Andrus	Gonzalez, O.
OG-39	OBSIDIENNE	"	"
OG-40	BASALTE	"	"
OG-52	BASALTE	"	"
OG-56	TRACHYTE	"	"
OG-58	TRACHYTE	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	OG-87	OG-149	OG-8	OG-10	OG-11	OG-21	OG-46
P	260	175	1350	520	440	10090	310
Si × 10^{-2}	2990	3170	2810	2833	2826	2071	2323
Ti	3540	2400	420	2340	2220	26220	9960
Al "	643	613	984	911	905	842	917
Cr	10	5	10	5	10	15	30
Fe_3 "	171	333	254	357	386	149	58
Mg "	1	2	4	5	7	319	211
Ni	5	7	10	10	10	20	15
Co	5	7	5	5	5	30	15
Cu	20	10	15	15	15	25	30
Zn	280	205	200	185	200	130	130
Fe_2 "	499	155	93	218	173	822	873
Mn	2170	930	1550	1700	1630	1400	2020
Ca "	45	49	40	121	122	563	435
Sr	<10	<10	<10	10	10	1500	540
Na "	568	416	712	477	479	390	452
K "	394	476	386	365	403	97	166
Rb	130	190	150	80	80	10	10
I.D.	3	3	3	10	10	112	69

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
OG-87	TRACHYTE PORPHYRIQUE	C. Andrus	Gonzalez, O.
OG-149	TRACHYTE PORPHYRIQUE	C. Chang	"
OG-8	TRACHYTE PORPHYRIQUE	G. Bursey	"
OG-10	TRACHYTE PORPHYRIQUE	"	"
OG-11	TRACHYTE	"	"
OG-21	BASALTE	"	"
OG-46	BASALTE	G. Berlin	"

G R O U P E 16

VOLCANISME PLIO-PLEISTOCENE. Terre de Mary Bird (Antarctique), Ligne Sud.

REFERENCE : Gonzalez, O. 1970.

Elément (ppm)	OG-224	OG-124	OG-141	OG-147
P	3280	2315	3180	1900
Si × 10^{-2}	2206	2209	2175	2436
Ti	12180	13980	13800	7080
Al "	890	783	843	944
Cr	140	400	280	20
Fe_3 "	102	358	154	152
Mg "	402	468	398	71
Ni	110	100	135	10
Co	27	50	40	20
Cu	70	50	65	15
Zn	90	90	110	150
Fe_2 "	744	582	801	530
Mn	1780	1090	1160	2020
Ca "	597	610	510	141
Sr	640	665	1000	150
Na "	324	265	440	729
K	170	86	138	346
Rb	20	10	40	110
I.D.	110	132	105	18

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
OG-224	BASALTE	V. Frakes	Gonzalez, O.
OG-124	"	C. Hampton	"
OG-141	"	"	"
OG-147	TRACHYTE PORPHYRIQUE	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	OG-168	OG-161	OG-188	OG-165
P	2270	3060	1570	1615
Si $\times 10^{-2}$	2411	2722	2516	2086
Ti	8340	4980	5280	14460
Al "	951	899	940	814
Cr	15	5	5	550
Fe_3 "	70	628	412	187
Mg	103	64	42	515
Ni	14	14	9	225
Co	16	16	15	70
Cu	22	27	10	85
Zn	105	110	130	80
Fe_2 "	702	117	141	831
Mn	2090	2090	2090	1630
Ca "	380	255	190	755
Sr	550	560	350	430
Na "	582	337	550	207
K "	213	270	354	71
Rb	30	60	85	10
I.D.	48	27	19	165

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
OG-168	ANDESITE	V. Waesche	Gonzalez, O.
OG-161	TRACHYANDESITE	C. Sidley	"
OG-188	TRACHYTE PORPHYRIQUE	C. Sidley	"
OG-165	BASALTE	V. Waesche	"

ROCHES VOLCANIQUES - GROUPES 1 - 17

TENEURS MOYENNES ET ECARTS MOYENS (EM)

GROUPE :		1 - F. Lo Prado.		2 - F. Veta Negra.		3 - F. Abanico		4 - F. Farellones	
Age		: Crétacé inf.		Crétacé inf.		Crétacé sup.		Crétacé sup. Tertiaire inf.	
		M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
P		870	275	1690	1010	930	525	900	615
Si	10^{-2}	2886	348	2527	185	2665	424	2953	318
Ti		4165	1160	6190	1620	3660	2620	4865	2490
Al	"	839	35	892	55	882	58	846	86
Cr		24	35	25	20	24	12	40	41
Fe_3	"	296	108	364	157	403	255	219	80
Mg	"	121	163	179	76	165	128	117	88
Ni		17	9	20	15	30	36	18	18
Co		14	6	18	10	14	6	12	5
Cu		44	46	62	51	71	59	56	53
Zn		44	29	200	106	84	32	82	36
Fe_2	"	181	128	365	142	128	123	148	121
Mn		900	790	2040	745	1380	640	885	485
Ca	"	228	219	361	178	330	186	240	150
Sr		190	135	350	160	460	250	480	300
Na	"	264	66	275	68	373	99	310	100
K		233	132	265	98	175	95	239	110
Rb		89	60	89	42	37	42	87	60
I. D.		34	39	51	24	52	35	32	26

GROUPE :	5-(G+1+2+3+4)		5(I)		6-F. Cola de Zorro et correlations		7-V.Shetland du S.	
Age :	Crétacé Tertiaire inf.		(R. Andésitiques)		Miocène		Antarctique Miocène	
	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
P	1260	860	1570	870	990	630	1100	550
Si × 10^{-2}	2716	335	2532	179	2687	182	2331	144
Ti	5220	2120	6175	1700	5925	2340	5815	1350
Al "	870	65	897	46	916	80	953	81
Cr	29	29	34	30	116	90	183	105
Fe_3 "	318	158	358	162	253	157	204	51
Mg "	151	103	187	77	203	88	400	85
Ni	20	18	24	21	39	27	77	46
Co	16	8	18	9	20	10	32	12
Cu	58	51	66	52	37	21	87	44
Zn	130	99	165	104	68	16	68	10
Fe_2 "	250	167	327	148	224	117	457	60
Mn	1470	855	1825	754	880	495	1130	290
Ca "	304	183	386	153	412	143	714	120
Sr	370	230	395	160	340	120	500	105
Na "	294	85	294	83	312	86	219	43
K "	243	107	217	93	172	93	51	28
Rb	82	51	70	43	64	67	5	--
I. D.	43	29	58	22	61	27	131	28

GROUPE :	8 - G.V du Marmolejo.		9 - (G:6+7+8+Py).		9 (I)		10-G.V. des	
Age :	Pliocène		Tertiaire		(R.Andésitiques)		Payachatas Quaternaire	
	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
P	2100	990	1130	730	1235	820	1260	500
Si x 10^{-2}	2762	66	2656	274	2706	130	2921	291
Ti	4425	460	5490	2120	5565	2105	4660	1955
Al "	945	49	919	83	915	82	876	80
Cr	70	52	118	95	102	80	46	26
Fe_3 "	249	102	235	130	229	79	164	78
Mg "	157	48	230	127	201	73	137	68
Ni	21	3	43	35	35	23	17	6
Co	15	0	21	12	18	8	12	4
Cu	34	14	47	34	46	38	56	14
Zn	65	11	65	16	69	16	70	22
Fe_2 "	133	97	253	155	217	121	182	111
Mn	875	125	900	440	940	500	980	465
Ca "	385	29	456	198	417	93	335	163
Sr	630	60	400	160	405	160	805	410
Na "	305	11	290	78	304	78	299	16
K "	205	40	161	103	201	134	262	86
Rb	68	41	55	61	63	65	84	43
I.D.	48	6	71	42	59	19	41	22

GROUPE :	11-G.V. de Laguna. del Maule		12-G.V. du Antuco		13-G.V. des Iles Shetland du Sud		14(G-10+10+12+13)	
Age :	Quaternaire		Quaternaire		Quaternaire		Quaternaire	
	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
P	960	615	1340	290	1420	455	1190	520
$Si \times 10^{-2}$	3052	271	2684	359	2435	95	2829	352
Ti	4620	3160	7240	1350	9880	2775	6200	3250
Al "	895	61	946	68	892	46	901	65
Cr	40	52	99	69	90	42	63	54
Fe_3 "	110	55	209	83	185	19	156	71
Mg "	102	81	271	86	296	90	182	115
Ni	15	7	34	18	40	29	24	18
Co	13	9	24	5	33	6	19	11
Cu	36	32	74	23	81	38	57	33
Zn	68	23	80	8	70	15	71	19
Fe_2 "	210	168	438	72	556	83	319	195
Mn	690	290	1420	192	1440	520	1045	485
Ca "	183	80	569	106	632	79	381	216
Sr	445	145	405	89	420	140	503	254
Na "	337	62	340	64	324	53	328	54
K "	232	74	77	15	51	13	171	107
Rb	107	68	12	3	10	0	64	64
I. D.	24	18	93	25	108	23	58	42

GROUPE :	14(1)		15-V.Mary Bird		16-V.Mary Bird		17(G-15+16)	
	Roches Andésitiques		Ligne N.		Ligne S.			
Age :	Quaternaire		Plio Pleistocène		Plio Pleistocène		Plio Pleistocène	
	M	EM	M	EM	M	EM	E	EM
P	1550	375	1575	2680	2400	700	1820	2290
$Si \times 10^{-2}$	2702	142	2812	409	2345	213	2674	419
Ti	7840	3035	6260	7245	10000	4030	7370	6615
Al "	911	48	784	145	883	64	814	133
Cr	58	41	22	44	177	211	68	136
Fe_3 "	192	69	293	144	258	192	282	157
Mg "	185	36	77	130	258	205	131	174
Ni	19	5	17	32	77	79	35	56
Co	21	9	13	10	32	20	19	16
Cu	61	29	16	9	43	29	24	21
Zn	86	11	185	72	108	23	162	71
Fe_2 "	372	158	328	271	556	282	396	289
Mn	1275	430	1455	505	1745	415	1540	495
Ca "	388	124	180	208	430	223	254	238
Sr	625	305	240	425	545	250	330	400
Na "	344	49	469	115	429	179	457	135
K "	152	70	340	126	206	110	300	135
Rb	36	26	122	100	46	37	100	91
I. D.	56	19	27	40	78	57	42	51

ROCHES VOLCANIQUES, GROUPES 1-17

TENEURS MOYENNES (M) et ECARTS MOYENS (EM)

Elément	P		Ti		Cr		Ni		Co	
Sub Groupes	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
1 - SK	1000	155	4170	580	8	5	14	4	12	4
2 - I	1800	1020	6540	1190	27	21	21	15	19	10
4 - SK	410	440	3220	1960	15	8	9	4	9	2
- I	1400	218	6500	1815	65	46	28	21	15	5
5 - SK	700	480	3260	1575	13	7	11	4	11	3
- I	1570	870	6175	1700	34	30	24	21	18	9
6 - I	990	650	5760	2310	115	86	40	24	19	9
7 - CM	1050	585	5570	1295	207	92	87	42	35	10
8 - I	2100	990	4430	455	70	52	21	3	15	0
9 - SK	880	660	3530	1920	14	8	8	2	8	2
- I	1235	820	5565	2105	102	80	35	23	18	8
- CM	990	510	6270	1840	210	78	82	38	35	8
10 - I	1480	150	5500	620	55	19	19	5	14	3
11 - SK	570	120	2680	630	14	8	12	4	8	3
- I	1550	580	7525	3240	78	69	21	7	21	10
12 - ICM	1340	290	7240	1350	100	69	34	18	24	5
13 - ICM	1420	455	9880	2780	90	42	40	29	33	6
14 - SK	540	130	2490	780	14	7	11	4	7	3
- I	1550	375	7840	3035	58	41	19	5	21	9
- CM	1220	265	7240	1570	130	37	50	21	29	6
15 - SK	390	320	2455	1105	10	6	8	2	8	5
- ICM	4930	3640	16900	6300	55	81	43	60	26	11
16 - CM	2620	785	13610	990	342	178	143	57	47	18
17 - SK	550	505	2920	1670	10	6	8	2	10	6
- I	3250	2290	10960	5250	16	9	14	0	20	9
- CM	4020	3060	16250	5110	265	191	123	67	42	16

SK : roches dont I. D. < 25

I. : roches dont 25 < ID < 100

CM.: roches dont I.D. > 100

$$I.D. = \frac{Ca + Mg}{\frac{1}{3} Si + K} \cdot 100$$

(Suite) - 33 -

Elément	Cu		Zn		Mn		Sr		Rb	
Sub Groupes	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
1 - SK	29	17	26	5	450	380	145	70	105	61
2 - I	63	53	210	105	2150	695	370	150	83	41
4 - SK	66	66	68	32	650	420	480	430	125	60
- I	47	43	95	37	1120	460	480	105	50	30
5 - SK	46	47	61	31	670	420	320	340	115	55
- I	66	52	165	104	1825	754	395	160	70	43
6 - I	41	23	70	16	970	545	340	125	65	72
7 - CM	72	18	65	5	1015	145	515	110	5	0
8 - I	34	14	65	6	875	125	630	60	69	41
9 - SK	25	10	51	24	635	420	280	140	120	29
- I	46	38	69	16	940	500	405	160	63	65
- CM	61	25	63	5	790	270	455	140	7	4
10 - I	56	16	80	12	1150	310	960	240	64	9
11 - SK	21	9	51	5	500	190	345	85	155	33
- I	59	41	94	11	975	95	595	35	35	20
12 - ICM	74	23	80	8	1420	190	405	90	12	3
13 - ICM	81	38	70	15	1440	520	420	140	5	0
14 - SK	26	15	49	8	470	190	320	100	155	30
- I	61	28	86	11	1275	430	625	305	36	26
- CM	84	29	68	11	1250	185	475	100	8	3
15 - SK	13	4	209	68	1440	340	63	31	161	84
- ICM	27	10	117	22	1490	455	870	370	12	4
16 - CM	68	14	93	13	1415	340	685	235	20	14
17 - SK	18	4	202	70	1515	545	40	90	155	83
- I	25	10	118	12	1720	560	640	140	24	22
- CM	55	23	97	20	1450	280	830	375	18	12

(Suite)

Elément	Ni/Co	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr
Sub Groupes	M	M	M	M
1 - SK	1,31	0,750	221	69
2 - I	1,22	0,282	365	115
4 - SK	1,02	0,576	280	38
- I	1,71	0,117	391	71
5 - SK	1,11	0,778	285	59
- I	1,42	0,449	410	137
6 - I	2,44	0,224	395	137
7 - CM	2,38	0,010	857	153
8 - I	1,42	0,115	339	62
9 - SK	1,01	0,553	296	55
- I	2,18	0,192	467	121
- CM	2,26	0,181	776	168
10 - I	1,37	0,070	355	46
11 - SK	1,59	0,483	188	39
- I	1,04	0,060	523	43
12 - ICM	1,37	0,032	646	142
13 - ICM	1,36	0,012	103(?)	158
14 - SK	1,59	0,549	198	40
- I	1,03	0,054	675	83
- CM	1,83	0,105	1110 (?)	144
15 - SK	1,20	28,2(?)	300	984 (?)
- ICM	1,44	0,015	1290 (?)	67
16 - CM	2,40	0,045	638	88
17 - SK	1,12	24,1(?)	308	870 (?)
- I	0,83	0,408	1150 (?)	293
- CM	2,91	0,024	767	89

ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI

TENEUR EN OXYDES DES GROUPES COMPOSES

	G-5		G-5I		G-9		G-9I		G-14		G-14I	
%	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
SiO_2	58,16	7.17	54.22	3.83	56.87	5.87	57.94	2.78	60.58	7.54	57.86	3.04
TiO_2	0.87	0.35	1.03	0.28	0.92	0.35	0.93	0.35	1.03	0.54	1.30	0.51
Al_2O_3	16.45	1.23	16.96	0.87	17.37	1.57	17.30	1.55	17.03	1.23	17.22	0.91
Fe_2O_3	4.55	2.26	5.12	2.32	3.36	1.86	3.28	1.13	2.23	1.02	2.75	0.99
FeO	3.22	2.15	4.21	1.90	3.26	1.99	2.80	1.56	4.11	2.51	4.79	2.03
CaO	4.25	2.56	5.40	2.14	6.38	2.77	5.83	1.30	5.33	3.02	5.43	1.73
MgO	2.50	1.71	3.10	1.28	3.81	2.11	3.33	1.21	3.02	1.91	3.07	0.60
MnO	0.19	0.11	0.24	0.10	0.12	0.06	0.12	0.06	0.13	0.06	0.16	0.06
K_2O	2.93	1.29	2.61	1.12	1.94	1.24	2.42	1.61	2.06	1.29	1.83	0.84
Na_2O	3.96	1.15	3.97	1.12	3.91	0.94	4.10	1.05	4.42	0.73	4.64	0.66
P_2O_5	0.29	0.20	0.36	0.20	0.26	0.17	0.28	0.19	0.27	0.12	0.35	0.09

G-5 Roches Volcaniques d'Age Cretacé

G-9 " " " Tertiaire

G-14 " " " Quaternaire

- I " " andésitiques de chaque groupe

ROCHES VOLCANIQUES

COEFFICIENTS DE CORRELATION (× 100)

GROUPE 1

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb
Si	44																	
Ti	28	-56																
Al	60	-10	53															
Cr	-71	-86	39	-32														
Fe_3	-25	-66	70	-16	80													
Mg	-69	-87	38	-35	99	80												
Ni	-54	-83	38	-27	88	65	89											
Co	-50	-61	34	-52	85	90	88	69										
Cu	-28	21	-83	-23	-26	-63	-24	-34	-30									
Zn	-33	-79	59	35	60	43	56	44	29	-21								
Fe_2	-22	-75	28	30	41	7	43	48	8	13	77							
Mn	-56	-94	38	-14	86	56	88	88	62	-13	73	79						
Ca	-46	-91	45	16	72	45	73	62	43	-5	94	88	90					
Sr	-13	-80	89	43	67	74	64	56	46	-62	82	47	62	73				
Na	46	8	34	23	-9	40	8	-29	26	-20	-17	-40	-33	-24	17			
K	29	16	-22	26	-34	-50	-35	5	-54	13	-43	4	-17	-32	-31	-31		
Rb	28	50	-64	14	-67	-89	-67	-38	-78	56	-55	3	-43	-46	-71	-36	82	
I.D.	-65	-94	43	-12	92	66	92	79	70	14	82	69	95	93	73	-18	-39	-62

G R O U P E 2

Si	-12																
Ti	57	-63															
Al	- 6	-60	21														
Cr	-18	-26	1	6													
Fe_3	-19	-31	5	21	-12												
Mg	- 5	-70	26	20	49	14											
Ni	-14	-17	1	2	78	-38	35										
Co	-20	-60	0	29	25	26	65	19									
Cu	73	0	48	- 4	-29	-34	-23	-14	-24								
Zn	1	-31	29	20	12	-12	10	55	19	0							
Fe_2	24	-41	46	0	31	-60	36	44	13	32	31						
Mn	9	-51	41	21	24	16	49	20	40	-17	34	11					
Ca	- 7	-51	32	27	32	-41	22	37	19	12	39	75	11				
Sr	-19	-43	6	64	34	-40	24	47	21	- 6	18	52	12	63			
Na	- 5	26	-18	26	-34	41	-48	40	-25	1	-41	-69	-15	-50	-12		
K	31	22	7	-29	-16	19	11	-23	7	- 9	-13	-40	13	-73	-57	- 8	
Rb	35	32	-16	-27	-34	3	15	-21	1	23	7	-41	13	-42	-56	2	54
I.D.	-14	-65	32	31	42	-27	46	42	36	2	36	75	19	96	64	-55	-67	-44
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 3

Si	-55																	
Ti	20	70																
Al	58	-35	67															
Cr	10	-70	99	59														
Fe_3	41	-87	32	-10	34													
Mg	12	-82	79	31	83	69												
Ni	3	-60	74	42	78	45	93											
Co	14	-66	52	22	57	66	91	93										
Cu	27	-81	28	-17	32	98	74	54	76									
Zn	30	-45	69	52	64	6	20	3	-20	- 9								
Fe_2	18	-32	75	63	70	-13	21	12	-17	-26	96							
Mn	63	-96	80	59	77	74	83	69	69	67	48	41						
Ca	51	-99	64	25	64	92	83	60	70	87	35	21	93					
Sr	86	-61	39	70	31	45	45	47	56	40	9	6	75	59				
Na	37	43	-48	8	-57	-47	-84	-87	-86	-61	21	15	-40	-47	6			
K	-79	72	-30	-27	-24	-61	-19	10	0	-43	-61	-39	-65	-68	-49	31		
Rb	-90	84	-48	-52	-40	-67	-43	-23	-31	-53	-51	-35	-85	-80	-78	10	92	
I.D.	38	98	72	26	73	89	91	72	77	86	35	24	92	98	52	-61	-56	-70
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 4

Si	-71																
Ti	74	-66															
Al	47	-83	42														
Cr	51	-79	42	54													
Fe_3	46	-77	63	59	62												
Mg	53	-86	49	64	94	60											
Ni	44	-74	40	48	96	60	90										
Co	69	-72	55	43	87	47	82	86									
Cu	-43	- 1	-20	17	- 7	5	12	-11	-17								
Zn	30	-56	53	61	45	44	53	30	31	30							
Fe_2	66	-80	47	52	75	38	83	69	81	- 2	28						
Mn	61	-41	52	24	- 2	25	7	-18	11	- 5	40	33					
Ca	65	-85	42	53	77	64	75	77	77	-17	15	79	30				
Sr	34	-26	1	53	13	13	- 1	9	18	-35	16	0	14	23			
Na	47	-27	26	50	24	13	21	13	17	-36	38	16	11	- 3	56		
K	-77	60	-48	-50	-63	-37	-54	-55	-66	56	-26	-62	-23	-53	-49	-75	
Rb	-72	54	-44	-51	-55	-46	-45	-46	-57	49	-20	-51	-21	-46	-52	-77	96
I.D.	62	-87	44	58	93	64	91	92	88	-10	27	84	12	95	16	9	-60	-52
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 5

Si	-42																
Ti	60	-63															
Al	28	-64	43														
Cr	- 3	-40	25	18													
Fe_3	10	-63	27	29	10												
Mg	14	-79	43	33	66	47											
Ni	1	-45	27	26	66	16	62										
Co	9	-60	29	32	34	43	68	39									
Cu	33	-14	10	5	-15	1	3	4	-10								
Zn	33	-53	48	39	7	15	29	26	34	7							
Fe_2	49	-66	59	37	27	- 3	47	28	36	14	60						
Mn	40	-74	54	36	12	43	57	22	51	2	61	55					
Ca	21	-76	43	40	45	21	59	49	41	14	45	70	49				
Sr	2	-25	9	49	28	- 4	18	30	14	-10	9	8	12	38			
Na	3	9	-11	29	0	11	-21	-21	-19	-17	-21	-35	-17	-27	32		
K	6	24	-12	-24	-36	-12	-18	-24	- 9	9	0	-14	3	-50	-44	-42	
Rb	2	39	-21	-32	-44	-29	-38	-33	-18	24	3	-17	- 9	-43	-53	-43	77
I.D.	15	-82	43	39	59	36	-80	60	54	11	39	64	51	94	35	-24	-50	-50

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 6

Si	-12																
Ti	60	-72															
Al	1	-54	53														
Cr	-14	-50	9	- 4													
Fe_3	- 3	13	- 8	22	-17												
Mg	-20	-59	3	-16	62	-23											
Ni	-35	-44	7	- 7	68	-16	52										
Co	- 1	-81	48	21	58	-20	68	39									
Cu	-27	28	-38	-45	26	-28	12	33	-10								
Zn	21	11	-20	-20	9	-12	9	11	-15	57							
Fe_2	26	-42	17	-31	17	-45	68	9	53	- 4	12						
Mn	19	13	23	28	-76	5	-46	-36	-22	-28	-17	- 7					
Ca	-33	-80	23	32	54	-16	82	55	75	- 2	- 9	49	-20				
Sr	11	2	18	56	-60	26	-47	-46	-14	-34	- 9	-26	76	-15			
Na	65	5	40	19	-21	6	-49	-57	-20	-35	- 2	-19	6	-49	30		
K	9	62	-17	-16	-59	5	-76	-21	-65	9	13	-46	40	-74	13	5	
Rb	8	49	-38	-31	8	4	-37	17	-56	11	9	-36	-26	-41	-36	8	40
I.D.	-22	-82	28	21	63	-18	90	50	84	- 8	-10	58	-35	95	-26	-37	-84	-46
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 7

Si	37																
Ti	31	10															
Al	-79	-53	-48														
Cr	7	-63	-22	1													
Fe_3	71	57	62	-86	- 1												
Mg	13	-55	-51	4	65	-37											
Ni	18	-58	-29	-14	93	- 5	84										
Co	- 9	-50	-70	19	70	-43	93	82									
Cu	36	80	42	-73	-44	72	-40	-36	-39								
Zn	18	60	62	-67	-51	59	-54	-41	-61	79							
Fe_2	-50	-81	20	50	17	-54	27	16	17	-47	-26						
Mn	1	56	63	-50	-58	49	-69	-54	-73	69	97	-20					
Ca	-74	-81	-36	91	25	-87	30	16	37	-81	-69	76	-56				
Sr	-11	0	-49	42	-13	-39	29	-11	37	- 6	-56	11	-59	32			
Na	61	64	68	-86	-18	95	-50	-19	-58	75	78	-54	71	-90	-57		
K	58	90	27	-70	-51	70	-36	-42	-39	91	59	-65	48	-86	13	69	
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I.D.	-12	-80	-48	28	74	-54	94	85	90	-64	-64	48	-73	57	19	-65	-66	0

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 8

Si	-29																
Ti	-15	-50															
Al	71	-10	-73														
Cr	-45	-47	94	-83													
Fe_3	-34	-20	-48	34	-21												
Mg	-37	-68	87	-65	96	0											
Ni	94	0	-18	59	-51	-56	-52										
Co	0	0	0	0	0	0	0	0									
Cu	-49	-10	89	-96	91	-49	75	-41	0								
Zn	-98	38	- 3	-57	28	46	21	-93	0	32							
Fe_2	-23	1	85	-85	75	-76	55	- 8	0	94	6						
Mn	-94	2	48	-85	73	21	66	-93	0	71	86	45					
Ca	-37	13	80	-90	74	-71	51	-19	0	95	21	99	54				
Sr	55	30	-91	92	-98	26	-89	55	0	-96	-39	-82	-80	-82			
Na	27	42	-99	81	-96	46	-88	28	0	-94	- 8	-88	-57	-83	95		
K	-56	38	61	-93	61	-59	36	-33	0	88	43	89	64	95	-74	-68	
Rb	-46	9	81	-95	79	-61	58	-31	0	98	30	97	64	99	-88	-86	96
I.D.	-21	-78	88	-55	92	- 4	99	-39	0	69	5	52	53	46	-83	-86	26	52
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 9

Si	- 6																
Ti	31	-57															
Al	8	-61	42														
Cr	-13	-64	20	13													
Fe_3	2	4	4	17	-11												
Mg	-10	-82	18	20	70	-15											
Ni	-15	-65	14	12	81	-11	75										
Co	- 4	-81	35	35	71	-16	83	71									
Cu	- 6	-26	0	-20	24	-14	45	32	22								
Zn	9	-23	14	1	15	7	21	13	3	44							
Fe_2	- 2	-76	30	12	46	-32	84	49	68	44	24						
Mn	12	-25	36	30	-35	10	4	- 6	1	20	18	24					
Ca	-17	-91	29	53	60	-14	88	64	79	34	15	80	17				
Sr	41	-33	6	59	-17	15	14	- 3	19	10	6	11	50	30			
Na	41	35	30	- 6	-32	16	-60	-54	-42	-35	1	-45	- 4	-61	- 7		
K	3	82	-31	-42	-63	1	-83	-51	-73	-28	-15	-70	- 3	-85	-22	31	
Rb	-11	61	-39	-42	-15	- 6	-54	-20	-61	-23	- 8	-51	-37	-58	-41	25	61
I.D.	-10	-90	27	38	70	-14	96	75	88	38	12	82	9	94	23	-56	-86	-59
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 10

Si	-97																
Ti	100	-96															
Al	96	-98	95														
Cr	83	-70	87	72													
Fe_3	49	-65	43	66	- 4												
Mg	99	-95	99	92	85	40											
Ni	88	-82	90	82	92	13	90										
Co	89	-90	88	96	73	58	83	83									
Cu	30	-27	31	18	43	-34	39	61	16								
Zn	97	-91	98	91	91	31	97	97	89	47							
Fe_2	93	-89	94	83	85	25	97	94	75	61	96						
Mn	93	-94	93	91	77	42	94	94	86	56	96	96					
Ca	93	-99	90	98	59	75	89	75	91	20	86	81	91				
Sr	86	-73	89	72	94	9	88	80	66	23	86	83	71	62			
Na	58	-42	60	34	68	-15	64	47	19	19	54	62	38	28	85		
K	-94	-98	-92	-99	-63	-75	-89	-73	-93	- 8	-86	-78	-87	-99	-67	-32	
Rb	-99	97	-99	-97	-81	-55	-96	-84	-93	-17	-94	-87	-89	-93	-85	-52	96
I.D.	85	-99	92	98	64	68	92	80	91	29	90	87	94	99	65	32	-97	-94

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 11

Si	-75																	
Ti	89	-74																
Al	72	-94	67															
Cr	15	-75	22	66														
Fe_3	41	-66	38	69	51													
Mg	61	-97	63	91	86	64												
Ni	33	-78	23	70	88	53	84											
Co	38	-85	38	73	94	54	93	91										
Cu	20	-75	26	62	97	46	85	82	95									
Zn	76	-97	72	87	74	57	96	79	88	76								
Fe_2	80	-95	81	82	67	52	92	71	82	72	97							
Mn	69	-94	71	86	70	63	88	77	78	70	87	92						
Ca	44	-83	52	83	78	63	89	65	84	77	81	73	69					
Sr	69	-94	72	93	68	69	92	70	79	66	89	86	88	91				
Na	-11	-16	-10	2	36	4	17	49	27	28	10	20	35	- 6	5			
K	-62	97	-65	-90	-84	-61	-98	-87	-90	-80	-94	-93	-93	-85	-93	-30		
Rb	-73	98	-70	-90	-74	-62	-94	-83	-84	-74	-95	-95	-97	-73	-90	-25	96	
I.D.	52	-94	57	90	87	64	98	80	92	86	90	86	86	95	94	15	-96	-89
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 12

Si	-25																
Ti	89	-42															
Al	-97	32	-95														
Cr	-57	34	-69	73													
Fe_3	88	-17	87	-95	-87												
Mg	-78	34	-82	89	96	-96											
Ni	-72	25	-82	86	96	-95	98										
Co	-55	-11	-58	68	89	-87	88	92									
Cu	-58	8	-21	48	38	-52	51	35	40								
Zn	99	-12	88	-97	-59	91	-79	-75	-64	-55							
Fe_2	-62	9	-42	65	78	-79	82	74	80	85	-64						
Mn	79	-18	95	-86	-57	79	-70	-76	-57	6	82	-25					
Ca	-91	15	-81	94	82	-98	94	90	84	66	-93	86	-71				
Sr	-91	23	-94	98	82	-99	94	93	80	43	-93	69	-87	96			
Na	87	-10	68	-87	-75	92	-88	-80	-78	-81	89	-92	55	-98	-87		
K	86	-41	98	-95	-81	92	-91	-92	-71	-26	86	-54	92	-86	-97	74	
Rb	82	-15	89	-92	-88	98	-95	-97	-89	-36	87	-70	85	-93	-98	84	94
I.D.	-85	27	-84	93	91	-99	99	96	86	58	-88	84	-72	98	96	-93	-91	-96

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 13

Si	-39																
Ti	72	13															
Al	-30	-52	-70														
Cr	-49	-51	-58	81													
Fe_3	26	-34	-43	35	-16												
Mg	- 3	-89	-53	37	70	38											
Ni	9	-82	-50	47	40	61	93										
Co	-37	91	2	-20	-36	-20	-83	-83									
Cu	- 9	-43	-41	- 1	9	41	62	81	-66								
Zn	66	13	84	-90	-76	-19	-42	-22	-14	9							
Fe_2	75	- 3	77	-80	-75	0	-27	- 4	-28	20	98						
Mn	96	-16	85	-44	-60	9	-29	-18	-14	-30	72	76					
Ca	-35	-68	-61	86	97	5	85	60	-52	23	-73	-66	-52				
Sr	9	-86	-46	48	48	50	96	99	-88	79	21	- 4	-18	66			
Na	47	52	91	-83	-74	-47	-82	-75	39	-50	79	68	68	-83	-74		
K	24	83	21	-81	-68	-26	-72	-52	55	6	48	37	- 8	-78	-57	54	
Rb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I.D.	- 7	-88	-53	76	80	30	98	85	-78	48	-51	-38	-31	92	89	-83	-81	0
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 14

Si	-66																
Ti	80	-76															
Al	40	-46	28														
Cr	16	-51	27	66													
Fe_3	54	-61	48	27	18												
Mg	48	-77	58	66	84	43											
Ni	25	-54	27	49	71	21	86										
Co	39	-78	66	44	71	42	79	53									
Cu	27	-62	36	36	68	37	79	73	65								
Zn	77	-57	62	53	37	45	46	18	46	45							
Fe_2	65	-82	86	48	62	43	85	62	88	70	62						
Mn	76	-77	81	38	41	64	67	41	66	53	67	81					
Ca	45	-79	62	52	69	56	91	71	80	68	33	80	73				
Sr	40	-21	6	38	23	9	23	17	- 3	22	43	5	18	13			
Na	10	- 5	18	-18	- 9	17	-15	-24	10	-12	28	12	26	-16	-21		
K	-54	83	-75	-61	-68	-58	-88	-64	-89	-62	-54	-92	-78	-88	1	-15	
Rb	-69	85	-76	-63	-68	-63	-86	-57	-84	-69	-71	-90	-82	-81	-22	-14	92
I. D.	43	-78	61	55	76	49	96	81	82	73	33	84	71	98	8	-14	-90 -83

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 15

Si	-77																
Ti	89	-87															
Al	31	-63	27														
Cr	21	-47	41	17													
Fe_3	1	- 6	3	17	- 8												
Mg	77	-90	94	36	63	- 1											
Ni	28	-47	44	14	99	- 8	66										
Co	65	-76	83	38	59	19	88	60									
Cu	57	-72	59	33	57	-37	70	57	36								
Zn	-43	63	-48	-68	-43	-24	-60	-41	-73	-34							
Fe_2	57	-69	70	9	33	-51	70	33	40	78	-10						
Mn	- 4	-18	0	- 5	12	-29	2	10	-18	33	26	48					
Ca	77	-93	93	41	59	1	99	61	85	71	-62	71	6				
Sr	94	-86	96	32	35	-11	91	39	75	68	-50	75	3	91			
Na	-29	15	-43	18	-28	- 7	-47	-34	-49	-10	29	-10	47	-46	-38		
K	-78	94	-92	-44	-40	2	-92	-41	-74	-70	47	-80	-17	-93	-90	24	
Rb	-55	86	-64	-64	-34	-20	-66	-32	-56	-58	63	-55	-36	-72	-63	-12	75
I.D.	80	-91	96	38	58	0	100	60	87	68	-60	70	2	99	93	-47	-93	-68
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 16

Si	1																
Ti	17	-95															
Al	-12	67	-83														
Cr	-13	-83	89	-91													
Fe_3	2	66	-48	- 7	-18												
Mg	18	-90	97	-89	92	-33											
Ni	3	-86	89	-79	93	-32	92										
Co	-18	-81	86	-88	99	-19	89	93									
Cu	27	-83	89	-76	83	-34	94	96	82								
Zn	-25	58	-71	70	-70	10	-78	-73	-67	-79							
Fe_2	14	-88	84	-42	61	-85	73	70	61	73	-50						
Mn	-26	73	-85	88	-76	15	-82	-65	-71	-64	48	-53					
Ca	16	-85	92	-81	88	-34	95	91	85	93	-92	73	-67				
Sr	73	-38	55	-51	32	- 8	52	39	25	52	-51	38	-68	50			
Na	-26	43	-60	81	-72	-26	-75	-72	-70	-77	89	-22	51	-81	-45		
K	-22	80	-92	87	-88	28	-93	-85	-85	-87	89	-72	77	-96	-61	80	
Rb	-28	65	-77	70	-70	22	-80	-70	-65	-77	97	-60	57	-92	-60	80	93
I. D.	9	-89	95	-87	94	-32	98	94	92	93	-84	73	-75	98	46	-79	-95	-85

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

G R O U P E 17

Si	-70																
Ti	84	-86															
Al	32	-60	25														
Cr	13	-55	46	4													
Fe_3	- 1	13	-10	7	-16												
Mg	57	-86	85	24	81	-18											
Ni	21	-60	53	9	93	-23	85										
Co	41	-75	72	23	89	- 6	91	86									
Cu	33	-68	55	18	85	-32	86	89	77								
Zn	-44	72	-54	-67	-46	- 9	-64	-51	-68	-50							
Fe_2	51	-75	73	14	51	-62	74	56	57	70	-30						
Mn	0	-18	- 4	15	- 9	-18	- 8	- 3	-13	6	9	30					
Ca	64	-91	88	34	72	-15	97	77	86	80	-70	76	3				
Sr	90	-83	92	33	35	-13	77	43	60	54	-57	70	2	83			
Na	-25	23	-44	21	-53	-14	-59	-54	-57	-49	35	-18	41	-57	-39		
K	-68	92	-90	-38	-63	13	-91	-64	-79	-74	61	-81	- 9	-95	-86	43	
Rb	-55	87	-68	-61	-41	- 6	-66	-43	-57	-53	71	-59	-33	-75	-67	9	79
I.D.	60	-87	88	26	79	-16	99	82	91	83	-65	75	- 6	98	79	-60	-93	-69

	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

ROCHES VOLCANIQUES. RAPPORTS ENTRE LES ELEMENTS MAJEURS, MINEURS ET EN TRACES

RAPPORT :	GROUPE 1			GROUPE 2			GROUPE 3		
x = by + c	b	c	Emc	b	c	Emc	b	c	Emc
P=b Si + c	35×10^{-4}	-145	230	-68×10^{-4}	3410	970	-68×10^{-4}	2740	390
b Ti + c	66×10^{-3}	-590	245	35×10^{-2}	-510	810	41×10^{-3}	780	460
b I.D.+c	-45×10^{-1}	1025	195	-60×10^{-1}	1990	970	57×10^{-1}	635	435
Ti=b Si + c	-19×10^{-3}	9550	895	-55×10^{-3}	20140	1220	-43×10^{-3}	15230	1660
b Fe_3 + c	76×10^{-3}	1930	760	56×10^{-4}	5990	1570	32×10^{-3}	2350	2220
b Mg + c	27×10^{-3}	3840	995	56×10^{-3}	5180	1520	16×10^{-2}	980	1430
b I.D.+c	13	3725	870	22	5060	1490	53	890	1630
Cr=b Ti + c	12×10^{-3}	- 24	29	15×10^{-5}	24	20	47×10^{-4}	7	1
B Fe_3+ c	26×10^{-4}	- 51	19	15×10^{-5}	30	20	17×10^{-5}	17	10
B Mg + c	21×10^{-4}	- 1	3	13×10^{-4}	2	17	81×10^{-5}	11	6
b I.D.+c	81×10^{-2}	- 4	12	36×10^{-2}	7	18	26×10^{-2}	11	8
Ni=b Mg + c	49×10^{-5}	11	4	68×10^{-5}	8	14	27×10^{-4}	- 13	12
b Fe_2+ c	33×10^{-5}	11	7	46×10^{-5}	3	13	36×10^{-2}	26	32
b I.D.+c	18×10^{-2}	10	5	27×10^{-2}	6	13	74×10^{-2}	- 8	23
Co=b Mg + c	31×10^{-5}	10	3	84×10^{-5}	3	7	45×10^{-5}	7	2
b Fe_2+ c	35×10^{-6}	13	5	91×10^{-6}	15	10	-88×10^{-6}	16	6
b I.D.+c	10×10^{-2}	10	4	15×10^{-2}	11	9	14×10^{-2}	7	4
Cu=b Mg + c	-69×10^{-5}	52	42	-16×10^{-4}	89	48	34×10^{-4}	14	36
b Fe_2+ c	49×10^{-5}	35	43	12×10^{-4}	19	47	-12×10^{-4}	87	51
b Na + c	-14×10^{-4}	81	42	41×10^{-6}	60	50	-37×10^{-4}	208	42
b I.D.+c	-17×10^{-2}	49	43	39×10^{-3}	60	50	15×10^{-1}	- 4	27
Zn=b Fe_2+c	18×10^{-4}	12	18	23×10^{-4}	116	98	25×10^{-4}	52	8
b Ca + c	13×10^{-4}	16	10	23×10^{-4}	116	95	61×10^{-5}	64	27
b Na + c	-76×10^{-5}	64	27	-63×10^{-4}	375	94	68×10^{-5}	59	28
b I.D.+c	62×10^{-2}	23	15	16×10^{-1}	117	96	32×10^{-2}	68	27
Mn=b Fe_2+ c	49×10^{-3}	20	445	59×10^{-4}	1825	720	21×10^{-3}	1110	520
b Ca + c	32×10^{-3}	160	3 10	48×10^{-4}	1870	720	32×10^{-3}	330	210
b I.D.+c	19	245	230	61×10^{-1}	1730	710	17	510	220
Sr=b Ca + c	45×10^{-4}	85	85	56×10^{-4}	145	120	79×10^{-4}	200	180
b Rb + c	-16×10^{-1}	330	90	-21×10^{-1}	540	125	-47×10^{-1}	630	140
b I.D.+c	25×10^{-1}	100	85	43×10^{-1}	130	120	37×10^{-1}	265	190
Rb=b K + c	37×10^{-4}	2	30	23×10^{-4}	40	35	40×10^{-4}	- 35	15
b I.D.+c	-95×10^{-2}	120	45	-79×10^{-2}	130	35	-84×10^{-2}	80	25

Emc : Ecart moyen de la courbe (Bande de confiance)

RAPPORT :	GROUPE 4			GROUPE 5			GROUPE 6		
x=by + c	b	c	Emc	b	c	Emc	b	c	Emc
P=b Si + c	-14×10^{-3}	4940	415	-11×10^{-3}	4195	770	-43×10^{-4}	2140	605
b Ti + c	18×10^{-2}	20	400	24×10^{-2}	- 10	680	16×10^{-2}	35	490
b I.D.+c	15	425	460	44×10^{-1}	1 070	840	-50×10^{-1}	1290	595
Ti=b Si + c	-51×10^{-3}	20060	1800	-40×10^{-3}	16110	1625	-93×10^{-3}	30860	1580
b Fe_3+ c	19×10^{-2}	630	1850	36×10^{-3}	4075	2020	-12×10^{-3}	6225	2270
b Mg + c	14×10^{-2}	3240	2080	89×10^{-3}	3870	1890	72×10^{-4}	5780	2275
b I.D.+c	42	3500	2140	31	3855	1895	23	4515	2190
Cr=b Ti + c	70×10^{-4}	6	36	34×10^{-4}	11	28	35×10^{-4}	95	87
b Fe_3+ c	32×10^{-4}	- 29	31	18×10^{-5}	23	29	-96×10^{-5}	140	86
b Mg + c	44×10^{-4}	- 12	13	18×10^{-4}	1	22	63×10^{-4}	- 11	69
b I.D.+c	15×10^{-1}	- 7	15	60×10^{-2}	3	23	20×10^{-1}	- 8	68
Ni=b Mg + c	18×10^{-4}	- 3	7	11×10^{-4}	4	14	16×10^{-4}	7	22
b Fe_2+ c	1×10^{-3}	3	12	30×10^{-5}	13	17	20×10^{-5}	35	26
b I.D.+c	63×10^{-2}	- 2	7	38×10^{-2}	4	14	48×10^{-2}	10	23
Co=b Mg + c	45×10^{-5}	7	3	52×10^{-5}	8	6	76×10^{-5}	4	7
b Fe_2+ c	32×10^{-5}	8	3	17×10^{-5}	11	7	46×10^{-5}	9	8
b I.D.+c	16×10^{-2}	7	2	15×10^{-2}	9	7	30×10^{-2}	1	5
Cu=b Mg + c	76×10^{-5}	47	51	16×10^{-5}	56	50	29×10^{-5}	31	21
b Fe_2+ c	-88×10^{-6}	58	52	41×10^{-5}	48	50	78×10^{-6}	39	21
b Na + c	-19×10^{-4}	116	48	-1×10^{-3}	89	49	-86×10^{-5}	64	20
b I.D.+c	-21×10^{-2}	63	51	19×10^{-2}	50	50	-59×10^{-3}	41	21
Zn=b Fe_2+ c	83×10^{-5}	69	33	35×10^{-4}	42	79	16×10^{-5}	64	15
b Ca + c	35×10^{-5}	73	34	24×10^{-4}	56	88	-93×10^{-6}	71	15
b Na + c	14×10^{-4}	39	31	-25×10^{-4}	202	96	-42×10^{-6}	69	15
b I.D.+c	38×10^{-2}	70	33	13×10^{-1}	72	90	-56×10^{-3}	71	15
Mn=b Fe_2+ c	13×10^{-3}	690	440	28×10^{-3}	760	705	-30×10^{-4}	950	480
b Ca + c	96×10^{-4}	655	445	23×10^{-3}	770	735	-70×10^{-4}	1170	470
b I.D.+c	23×10^{-1}	810	460	15	815	730	-63×10^{-1}	1260	450
Sr=b Ca + c	46×10^{-4}	370	280	48×10^{-4}	225	210	-13×10^{-4}	390	115
b Rb + c	-26×10^{-1}	710	245	-23×10^{-1}	565	190	-63×10^{-2}	380	105
b I.D.+c	19×10^{-1}	420	280	27×10^{-1}	250	210	-11×10^{-1}	410	110
Rb=b K + c	52×10^{-4}	- 36	17	37×10^{-4}	- 8	32	29×10^{-4}	14	60
b I.D.+c	-12×10^{-1}	125	50	-90×10^{-2}	121	44	-11×10^{-1}	130	60

	GROUPE 7			GROUPE 8		
	b	c	Emc	b	c	Emc
P=b Si + c	14×10^{-3}	-2240	470	-44×10^{-3}	14305	820
b Ti + c	13×10^{-2}	370	485	-33×10^{-2}	3580	850
b I.D.+c	-25×10^{-1}	1420	505	-37	3880	840
Ti=b Si + c	98×10^{-4}	3525	1245	-35×10^{-3}	13970	345
b Fe_3+ c	16×10^{-2}	2450	980	-22×10^{-3}	4970	345
b Mg + c	-80×10^{-3}	9030	1080	83×10^{-3}	3130	195
b I.D.+c	-23	8870	1095	72	975	190
Cr=b Ti + c	-17×10^{-3}	284	95	11×10^{-2}	-405	16
b Fe_3+ c	-14×10^{-5}	186	97	-11×10^{-4}	96	44
b Mg + c	80×10^{-4}	- 136	74	1×10^{-2}	- 93	13
b I.D.+c	27×10^{-1}	- 180	66	86×10^{-4}	-345	17
Ni=b Mg + c	45×10^{-4}	- 102	23	-27×10^{-5}	25	2
b Fe_2+ c	12×10^{-4}	23	42	-21×10^{-6}	22	2
b I.D.+c	14×10^{-1}	- 104	23	-17×10^{-2}	30	2
Co=b Mg + c	13×10^{-4}	- 19	4	---	---	---
b Fe_2+ c	33×10^{-5}	17	11	---	---	---
b I.D.+c	38×10^{-2}	- 18	5	---	---	---
Cu=b Mg + c	-21×10^{-4}	170	37	22×10^{-4}	- 1	8
b Fe_2+ c	-34×10^{-4}	245	36	14×10^{-4}	15	4
b Na^2+ c	77×10^{-4}	- 83	27	-12×10^{-3}	392	4
b I.D.+c	- 1	220	31	18×10^{-1}	- 51	9
Zn=b Fe_2+ c	-46×10^{-5}	89	10	70×10^{-6}	64	9
b Ca + c	-62×10^{-5}	112	7	78×10^{-5}	35	9
b Na + c	20×10^{-4}	25	6	-76×10^{-5}	88	9
b I.D.+c	-25×10^{-2}	100	8	11×10^{-4}	60	9
Mn=b Fe_2+ c	-94×10^{-4}	1560	260	59×10^{-4}	795	95
b Ca + c	-13×10^{-3}	2085	220	24×10^{-3}	- 35	90
b I.D.+c	-74×10^{-1}	2105	180	12	300	90
Sr=b Ca + c	29×10^{-4}	295	95	-18×10^{-3}	1305	30
b Rb + c	---	---	---	-13×10^{-1}	720	25
b I.D.+c	72×10^{-2}	405	95	-91×10^{-1}	1070	30
Rb=b K + c	---	---	---	98×10^{-4}	-130	10
b I.D.+c	---	---	---	38×10^{-1}	-110	30

	GROUPE 9			GROUPE 10			GROUPE 11		
	b	c	Emc	b	c	Emc	b	c	Emc
P = b Si + c	-15×10^{-4}	1520	720	-17×10^{-3}	6125	100	-17×10^{-3}	6135	385
b Ti + c	11×10^{-2}	550	685	25×10^{-2}	75	30	17×10^{-2}	160	270
b I.D. + c	-18×10^{-1}	1260	715	22	375	145	18	540	500
Ti = b Si + c	-44×10^{-3}	17270	1710	-64×10^{-3}	23400	510	-87×10^{-3}	31045	2000
b Fe_3 + c	63×10^{-4}	5340	2085	10×10^{-2}	2875	1575	22×10^{-2}	2220	2770
b Mg + c	29×10^{-3}	4815	2050	29×10^{-2}	730	215	25×10^{-2}	2100	2325
b I.D. + c	14	4525	2010	83.	1265	670	99	2255	2450
Cr = b Ti + c	89×10^{-4}	69	92	12×10^{-3}	-8	12	36×10^{-4}	23	48
b Fe_3 + c	-78×10^{-5}	137	93	-13×10^{-5}	48	23	48×10^{-4}	-14	42
b Mg + c	53×10^{-4}	-3	67	33×10^{-4}	1	12	55×10^{-4}	-17	25
b I.D. + c	16×10^{-1}	5	67	77×10^{-2}	14	18	25×10^{-1}	-19	24
Ni = b Mg + c	21×10^{-4}	-4	23	84×10^{-5}	5	2	71×10^{-5}	8	4
b Fe_2 + c	11×10^{-4}	15	30	53×10^{-5}	7	2	29×10^{-5}	9	5
b I.D. + c	63×10^{-2}	-1	23	23×10^{-2}	7	3	30×10^{-2}	8	4
Co = b Mg + c	76×10^{-5}	4	6	55×10^{-5}	4	2	11×10^{-4}	2	3
b Fe_2 + c	51×10^{-5}	8	8	30×10^{-5}	7	3	45×10^{-5}	3	5
b I.D. + c	24×10^{-2}	4	5	19×10^{-2}	4	2	46×10^{-2}	2	3
Cu = b Mg + c	12×10^{-4}	20	30	79×10^{-5}	45	11	33×10^{-4}	2	16
b Fe_2 + c	95×10^{-5}	23	30	76×10^{-5}	42	10	14×10^{-4}	8	20
b Na + c	-15×10^{-4}	91	31	17×10^{-4}	6	12	14×10^{-4}	-11	29
b I.D. + c	30×10^{-2}	26	31	19×10^{-2}	48	12	15×10^{-1}	0	15
Zn = b Fe_2 + c	24×10^{-5}	59	15	10×10^{-4}	35	5	13×10^{-4}	40	6
b Ca + c	12×10^{-5}	60	15	12×10^{-4}	31	10	24×10^{-4}	25	13
b Na + c	21×10^{-6}	65	15	75×10^{-4}	-155	17	37×10^{-5}	56	22
b I.D. + c	43×10^{-3}	62	15	91×10^{-2}	33	9	11×10^{-1}	41	10
Mn = b Fe_2 + c	70×10^{-4}	720	420	40×10^{-3}	250	120	16×10^{-3}	360	110
b Ca + c	40×10^{-4}	720	430	26×10^{-3}	110	175	25×10^{-3}	235	200
b I.D. + c	96×10^{-2}	830	430	20	150	135	14	365	140
Sr = b Ca + c	24×10^{-4}	290	150	16×10^{-3}	280	290	16×10^{-3}	145	60
b Rb + c	-11×10^{-1}	460	140	-81×10^{-1}	1490	195	-19×10^{-1}	650	60
b I.D. + c	86×10^{-2}	340	150	12	300	280	74×10^{-1}	270	50
Rb = b K + c	36×10^{-4}	-3	48	48×10^{-4}	-41	11	88×10^{-4}	-97	18
b I.D. + c	-86×10^{-2}	117	49	-19×10^{-1}	160	13	-33×10^{-1}	185	29

x = by + c	GROUPE 12 b	c	Emc	GROUPE 13 b	c	Emc	GROUPE 14 b	c	Emc
P = b Si + c	-20×10^{-4}	1885	250	-19×10^{-3}	6015	375	-98×10^{-4}	3950	380
b Ti + c	19×10^{-2}	-32	120	12×10^{-2}	260	285	13×10^{-2}	390	300
b I.D. + c	-10	2240	130	-13×10^{-1}	1565	405	53×10^{-1}	880	460
Ti = b Si + c	-16×10^{-3}	11460	1100	37×10^{-3}	890	2465	-70×10^{-3}	26015	2070
b Fe_3 + c	14×10^{-2}	4280	600	-64×10^{-2}	21670	2245	22×10^{-2}	2800	2800
b Mg + c	-13×10^{-2}	10750	700	-16×10^{-2}	14700	2100	16×10^{-2}	3210	2580
b I.D. + c	-44×10^{-2}	11360	660	-63	16630	2110	48	3445	2520
Cr = b Ti + c	-35×10^{-3}	355	45	-89×10^{-4}	118	31	46×10^{-4}	34	51
b Fe_3 + c	-72×10^{-4}	250	31	-36×10^{-4}	156	37	13×10^{-4}	42	52
b Mg + c	78×10^{-4}	-112	17	33×10^{-4}	-8	27	40×10^{-4}	-9	28
b I.D. + c	25×10^{-1}	-130	26	14×10^{-1}	-66	23	99×10^{-2}	5	34
Ni = b Mg + c	20×10^{-4}	-21	3	30×10^{-4}	-48	10	14×10^{-4}	-1	9
b Fe_2 + c	18×10^{-4}	-46	11	-13×10^{-5}	47	26	58×10^{-5}	6	14
b I.D. + c	67×10^{-2}	-28	5	11×10^{-1}	-74	14	36×10^{-2}	3	11
Co = b Mg + c	48×10^{-5}	10	2	-52×10^{-5}	49	3	74×10^{-5}	5	6
b Fe_2 + c	52×10^{-5}	1	3	-19×10^{-5}	43	5	48×10^{-5}	3	5
b I.D. + c	16×10^{-2}	9	2	-19×10^{-2}	53	3	21×10^{-2}	7	6
Cu = b Mg + c	14×10^{-4}	37	18	26×10^{-4}	4	26	23×10^{-4}	16	20
b Fe_2 + c	27×10^{-4}	-45	11	93×10^{-5}	30	33	12×10^{-4}	19	23
b Na + c	-29×10^{-2}	172	12	-36×10^{-4}	196	29	-72×10^{-5}	80	32
b I.D. + c	52×10^{-2}	26	17	78×10^{-2}	-3	29	58×10^{-2}	23	22
Zn = b Fe_2 + c	-70×10^{-5}	110	5	18×10^{-4}	-30	3	60×10^{-5}	52	14
b Ca + c	-69×10^{-5}	120	3	-14×10^{-4}	160	9	29×10^{-5}	60	17
b Na + c	11×10^{-4}	43	3	23×10^{-4}	-4	8	99×10^{-5}	39	18
b I.D. + c	-27×10^{-2}	105	3	-34×10^{-2}	106	12	15×10^{-2}	63	17
Mn = b Fe_2 + c	-68×10^{-4}	1720	165	47×10^{-3}	-1200	300	20×10^{-3}	405	275
b Ca + c	-13×10^{-3}	2145	120	-34×10^{-3}	3570	400	16×10^{-3}	420	320
b I.D. + c	-54×10^{-1}	1925	120	-68×10^{-1}	2170	440	82×10^{-1}	565	335
Sr = b Ca + c	80×10^{-4}	-50	25	12×10^{-3}	-320	95	15×10^{-4}	445	245
b Rb + c	-32	785	15				-89×10^{-2}	560	245
b I.D. + c	33×10^{-1}	90	20				52×10^{-2}	475	250
Rb = b K + c	17×10^{-4}	-1	1				55×10^{-4}	-29	25
b I.D. + c	-1×10^{-1}	22	1				-13×10^{-1}	138	35

RAPPORT	GROUPE 15			GROUPE 16			GROUPE 17		
x = b y + c	b	c	Emc	b	c	Emc	b	c	Emc
P = b Si + c	-50×10^{-3}	15770	1660	40×10^{-5}	2300	650	-38×10^{-3}	12000	1615
b Ti + c	33×10^{-2}	-485	1190	29×10^{-3}	2100	640	29×10^{-2}	-330	1210
b I.D. + c	53	115	1560	11×10^{-1}	2310	650	27	660	1790
Ti = b Si + c	15×10^{-2}	49380	3530	-18×10^{-2}	52220	1160	-14×10^{-2}	43620	3335
b Fe_3 + c	17×10^{-3}	5570	7050	-1×10^{-1}	13630	3300	-43×10^{-3}	8580	6460
b Mg + c	52×10^{-2}	2240	2450	19×10^{-2}	5075	865	32×10^{-2}	3140	3420
b I.D. + c	172	1550	2035	67	5765	1145	115	2500	3100
Cr = b Ti + c	25×10^{-4}	6	39	46×10^{-3}	-287	92	96×10^{-4}	-3	118
b Fe_3 + c	-23×10^{-5}	28	42	-20×10^{-4}	229	194	-14×10^{-4}	108	132
b Mg + c	21×10^{-4}	5	33	94×10^{-4}	-66	79	64×10^{-4}	-16	77
b I.D. + c	62×10^{-2}	4	35	35×10^{-1}	-94	67	21×10^{-1}	-23	81
Ni = b Mg + c	16×10^{-4}	5	24	36×10^{-4}	-15	28	28×10^{-4}	-1	30
b Fe_2 + c	40×10^{-5}	4	30	20×10^{-4}	-32	53	11×10^{-4}	-8	46
b I.D. + c	48×10^{-2}	4	25	13×10^{-1}	-25	25	92×10^{-2}	-4	32
Co = b Mg + c	70×10^{-5}	8	5	87×10^{-5}	9	9	84×10^{-5}	8	7
b Fe_2 + c	15×10^{-5}	8	9	43×10^{-5}	8	15	31×10^{-5}	6	13
b I.D. + c	22×10^{-2}	7	5	32×10^{-2}	7	7	29×10^{-2}	6	7
Cu = b Mg + c	47×10^{-5}	13	6	13×10^{-4}	10	9	1×10^{-3}	11	10
b Fe_2 + c	25×10^{-5}	8	5	73×10^{-5}	3	18	50×10^{-5}	5	14
b Na + c	-77×10^{-6}	20	6	-12×10^{-4}	95	17	-74×10^{-5}	58	18
b I.D. + c	15×10^{-2}	12	6	46×10^{-2}	7	9	34×10^{-2}	10	11
Zn = b Fe_2 + c	-28×10^{-5}	194	69	-40×10^{-5}	131	19	-73×10^{-5}	190	66
b Ca + c	-21×10^{-4}	224	55	-95×10^{-5}	149	9	-21×10^{-4}	215	49
b Na + c	18×10^{-4}	100	67	11×10^{-4}	59	10	18×10^{-4}	79	65
b I.D. + c	-11×10^{-1}	214	56	-34×10^{-2}	135	12	-91×10^{-2}	200	52
Mn = b Fe_2 + c	90×10^{-4}	1160	430	-78×10^{-4}	2180	330	52×10^{-4}	1335	460
b Ca + c	14×10^{-4}	1430	490	-13×10^{-3}	2285	290	56×10^{-5}	1525	485
b I.D. + c	19×10^{-2}	1450	490	-55×10^{-1}	2170	260	-55×10^{-2}	1560	485
Sr = b Ca + c	19×10^{-3}	-94	175	56×10^{-4}	300	200	14×10^{-3}	-25	220
b Rb + c	-27×10^{-1}	570	320	-41×10^{-1}	730	190	-29×10^{-1}	625	295
b I.D. + c	98×10^{-1}	-27	155	20×10^{-1}	385	210	63×10^{-1}	63	240
Rb = b K + c	59×10^{-4}	-78	63	31×10^{-4}	-18	13	53×10^{-4}	-61	55
b I.D. + c	-17×10^{-1}	168	70	-55×10^{-2}	88	18	-12×10^{-1}	152	65

A N N E X E B

ROCHES PLUTONIQUES DU CHILI CENTRAL

(CHAPITRE III)

G R O U P E I

Roches Granitiques du Chili Central : Roches Paléozoiques.

REFERENCE : Munoz Cristi J. 1964.

Elément (ppm)	G-0	G-2	G-3	E-1539	E-1513
P	500	600	1300	50	300
Si x 10^{-2}	3367	3325	2743	3257	3219
Ti	2200	3300	6200	2200	2700
Al "	746	775	1015	667	718
Cr	5	5	15	7	10
Fe_3 "	95	44	28	31	64
Mg "	70	36	104	22	110
Ni	7	8	10	4	12
Co	5	7	14	3	6
Cu	23	10	16	70	50
Zn	180	60	85	65	90
Fe_2 "	76	242	479	226	354
Mn	1500	800	900	200	500
Ca "	16	213	475	250	302
Sr	85	200	395	150	210
Na "	12	279	295	259	278
K	725	193	102	87	102
Rb	310	40	35	65	35
V	30	30	60		
I.D.	5	19	57	23	35

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-0	MICRO GRANITE	Quintay (Valparaiso)	Herve, F.
G-2	MONZONITE QUARZIFERE	Algarrobo "	Oyarzun, J.
G-3	TONALITE	El Quisco "	"
E-1539	GRANITE	"	Munoz Cristi J.
E-1513	TONALITE	"	"

(suite)

Elément (ppm)	E-1510	E-1541	E-1604	G-5	G-6
P	300	50	400	700	800
Si x 10^{-2}	2662	3487	2412	3214	3167
Ti	5700	2000	5800	2900	2900
Al "	1003	656	922	862	831
Cr	35	7	180	10	13
Fe_3 "	31	33	152	62	89
Mg "	139	15	490	65	63
Ni	15	5	40	6	6
Co	15	3	30	8	8
Cu	47	70	100	10	10
Zn	95	30	80	60	55
Fe_2 "	587	145	390	162	166
Mn	700	300	1200	900	600
Ca "	508	165	734	225	252
Sr	270	230	290	540	395
Na "	255	204	168	281	312
K "	77	369	45	251	245
Rb	35	90	10	120	95
V	95			37	32
I.D.	67	12	144	22	24

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
E-1510	DIORITE	El Quisco (Valparaiso)	Munoz Cristi J.
E-1541	GRANITE A MICROCLINE	El Tabo (Santiago)	"
E-1604	GABBRO	San Antonio (Santiago)	"
G-5	GRANODIORITE	Rocas Sto. Domingo	Oyarzun, J.
G-6	MONZONITE	Rapel	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-10	G-11	G-15	E-1564	E-1565
P	1000	1000	700	100	200
Si x 10^{-2}	2871	3147	3411	2262	2347
Ti	3900	4700	2300	4300	6500
Al "	907	859	758	889	917
Cr	12	10	12	700	240
Fe_3 "	178	130	73	8	166
Mg "	137	62	39	690	417
Ni	12	9	6	170	70
Co	13	9	6	35	30
Cu	35	20	20	175	60
Zn	70	75	40	110	80
Fe_2 "	244	312	109	540	528
Mn	900	900	500	800	1200
Ca	368	177	172	704	622
Sr	490	300	400	220	340
Na "	379	301	250	131	204
K	179	110	286	56	66
Rb	55	30	140	<10	< 10
V	93	70	25		
I.D.	45	21	15	172	122

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-10	TONALITE	El Salto, Valparaiso	Oyarzun, J.
G-11	"	Cuesta Ibacache, Santiago	"
G-15	GRANODIORITE	Casablanca, Valparaiso	"
E-1564	LAMPROPHYRE	Algarrobo "	Munoz Cristi, J.
E-1565	"	"	"

(Suite)

Elément (ppm)	E-1503	E-1713 b	E-1712
P	506	900	700
Si x 10^{-2}	2255	2133	2212
Ti	5400	5800	4800
Al "	872	912	792
Cr	250	500	900
Fe_3 "	247	40	48
Mg "	365	569	885
Ni	70	100	200
Co	35	35	40
Cu	70	55	20
Zn	70	90	90
Fe_2 "	449	578	483
Mn	900	1300	1300
Ca "	949	779	729
Sr	440	300	145
Na "	137	156	91
K "	93	74	95
Rb	25	<10	<10
V	280		
I.D.	156	172	197

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
E-1503	LAMPROPHYRE	El Quisco, Valparaiso	Munoz Cristi, J.
E-1713 b	"	"	"
E-1712	"	Cartagena, Santiago	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-1	G-4	G-7	G-9
Cr	8	7	25	15
Ni	7	8	10	14
Co	10	16	25	14
Cu	15	20	120	37
Zn	90	100	100	70
Sr	275	320	440	870
Rb	50	40	50	50

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-1	GRANODIORITE	Quintay (Valparaiso	Oyarzun, J.
G-4	TONALITE	El Quisco "	"
G-7	GRANODIORITE	Casablanca "	"
G-9	TONALITE	San Antonio (Santiago)	"

G R O U P E II

Roches Granitiques du Chili central : Roches du Crétacé supérieur

REFERENCE : Levi, et al ; Ruiz C. 1965

Elément (ppm)	G-12	G-13	G-17	G-18
P	437	800	1100	1100
Si x 10^{-2}	3148	3140	2955	2921
Ti	2700	4600	5000	3800
Al "	846	878	910	899
Cr	25	10	16	12
Fe_3 "	24	141	156	122
Mg "	154	70	99	141
Ni	10	11	11	10
Co	9	12	10	10
Cu	30	65	20	32
Zn	45	70	35	60
Fe_2 "	124	331	205	277
Mn	400	900	900	1300
Ca "	478	199	306	465
Sr	390	370	470	465
Na "	257	236	281	284
K "	33	95	238	139
Rb	10	75	85	45
V	85	110	80	120
I.D.	58	25	33	54

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-12	TONALITE	Sta. Inés, Santiago	Oyarzun, J.
G-13	GRANODIORITE	Tunel Zapata "	"
G-17	"	Penaflor "	"
G-18	TONALITE	Melipilla "	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-8	G-14	G-16	G-19
Cr	15	50	12	14
Ni	10	30	12	12
Co	15	20	20	10
Cu	10	50	110	28
Zn	55	35	130	50
Sr	230	480	270	380
Rb	50	35	50	35

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-8	GRANODIORITE	Santa Clara (Santiago)	Oyarzun, J.
G-14	TONALITE	Lolenco (Santiago)	"
G-16	"	Las Cabras (Santiago)	"
G-19	"	Curacavi	"

G R O U P E III

Roches Granitiques du Chili Central : Roches du Tertiaire

REFERENCES : Levi et al 1963; Ruiz, C. 1965

Elément (ppm)	G-22	G-25	G-26	G-27	G-29
P	900	900	1000	500	1100
Si x 10^{-2}	3087	3092	3155	3259	3123
Ti	3400	4000	4200	3200	4000
Al "	815	846	873	785	851
Cr	15	20	15	15	25
Fe_3 "	133	124	202	119	234
Mg "	104	106	48	59	72
Ni	14	14	10	9	20
Co	8	10	10	8	10
Cu	22	45	35	16	200
Zn	40	55	50	35	70
Fe_2 "	192	180	162	168	157
Mn	500	500	500	900	600
Ca "	226	233	98	202	139
Sr	600	575	590	265	690
Na "	382	356	368	278	333
K "	276	261	222	259	239
Rb	115	120	115	120	90
V	100	100	120	70	135
I.D.	25	26	11	19	17

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-22	GRANODIORITE	Romeral (Santiago)	Oyarzun, J.
G-25	TRONDJHEMITE	San Gabriel "	"
G-26	"	Rio Colorado "	"
G-27	"	La Obra "	"
G-29	"	Estero Plomo "	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-30	G-33	G-34	G-38	G-39	G-42
P	1200	1100	900	1500	2100	800
Si x 10^{-2}	2867	3272	2927	2505	2162	3034
Ti	5500	3400	3400	4300	11100	2000
Al "	893	824	941	932	917	986
Cr	25	20	55	70	80	20
Fe_3 "	111	15	56	265	171	60
Mg "	149	70	137	209	403	74
Ni	15	10	18	25	45	14
Co	8	8	10	12	22	8
Cu	25	25	20	28	150	25
Zn	75	40	55	30	40	60
Fe_2 "	246	93	223	328	533	141
Mn	700	400	400	700	1000	300
Ca "	322	284	267	377	501	169
Sr	600	710	1200	500	360	1060
Na "	433	484	408	352	358	438
K "	228	12	149	220	123	208
Rb	50	10	25	60	45	60
V	130	40	75	150	340	40
I.D.	40	32	36	56	109	20

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-30	GRANODIORITE (TRONDJHEMITE)	Disputada de Las Condes (Santiago)	Oyarzun, J.
G-33	"	Rio Blanco (Aconcagua)	"
G-34	PORPHYRE DIORITIQUE	Hoya Rio Yeso (Santiago)	Thiele, R.
G-38	"	"	"
G-39	GABBRO	"	"
G-42	TONALITE PORPHYRIQUE	Hoya Rio Yeso (Santiago)	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-20	G-21	G-23	G-24	G-28
Cr	15	14	16	13	25
Ni	10	12	10	20	18
Co	8	8	11	9	15
Cu	25	10	75	400	35
Zn	90	65	50	65	65
Sr	380	380	560	600	415
Rb	95	125	130	110	130

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-20	GRANODIORITE (TRONDJHEMITE)	Estero Riecillo (Aconcagua)	Levi, B.
G-21	"	"	"
G-23	"	San Gabriel (Santiago)	Oyarzun, J.
G-24	"	"	"
G-28	"	Estero San Francisco (Santiago)	"

(Suite)

Elément (ppm)	G-31	G-32	G-35	G-36	G-37	G-40	G-41
Cr	15	15	60	20	80	20	88
Ni	13	15	18	18	17	12	12
Co	8	10	18	18	18	25	10
Cu	604	55	20	15	30	40	30
Zn	105	45	100	70	85	85	60
Sr	505	550	1160	680	600	600	840
Rb	105	100	30	40	10	10	45

ECHANTILLON	CLASSIFICATION	PROVENANCE	ECHANTILLONNAGE
G-3	GRANODIORITE (TRONDJHEMITE)	Disputada de Las Condes (Santiago)	Oyarzun, J.
G-32	"	"	"
G-35	PORPHYRE DIORITIQUE	Hoya del Rio Yeso (Santiago)	Thiele, R.
G-36	" ANDESITIQUE	"	"
G-37	ANDESITE INTRUSIVE	"	"
G-40	PORPHYRE DIORITIQUE	Hoya del Rio Yeso (Santiago)	"
G-41	"	"	"

ROCHES PLUTONIQUES - GROUPES I - III

TENEURS MOYENNES (M) ET ECARTS MOYENS (EM)

GROUPE : I-Roches paléozoiques (+ filons lamprophyriques) II-Roches du Crétacé Sup. III-Roches tertiaires

	M	EM	M	EM	M	EM
P	565	370	860	315	1090	420
Si x 10^{-2}	2831	480	3041	120	2953	338
Ti	4200	1535	4025	1015	4410	2380
Al "	844	105	883	28	878	61
Cr	171	275	16	7	33	24
Fe_3 "	84	67	111	59	135	77
Mg "	248	270	116	39	130	102
Ni	44	61	11	1	18	10
Co	17	13	10	1	10	4
Cu	49	42	37	20	54	61
Zn	73	20	53	16	50	14
Fe_2 "	253	164	234	90	220	120
Mn	820	325	875	370	590	215
Ca "	448	258	362	135	256	114
Sr	315	115	425	51	650	273
Na "	234	77	265	23	381	57
K "	143	94	126	86	199	77
Rb	48	41	54	34	74	40
I.D.	76	67	43	16	36	27

ROCHES PLUTONIQUES - GROUPES I-III

TENEURS MOYENNES ET ECARTS MOYENS

Elément	P		Ti		Cr		Ni		Co	
Sub Groupes	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
I - SK	560	370	2900	900	9	3	7	2	6	2
- I	730	510	4625	1620	18	12	12	2	12	4
- CM	470	300	5435	785	460	291	108	63	34	4
II - I	860	310	4025	1030	16	7	13	3	10	1
III - SK	850	260	3350	1000	19	5	13	5	9	1
- I	1080	240	4000	830	34	23	16	5	9	2

Elément	Cu		Zn		Mn		Sr		Rb	
	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM	M	EM
I - SK	30	28	55	15	600	280	315	135	83	40
- I	37	18	85	11	750	190	340	125	40	10
- CM	80	53	87	14	1115	215	290	100	9	8
III- I	37	20	53	16	875	370	425	50	54	34
III- SK	25	10	54	15	575	250	650	330	96	28
- I	28	9	49	16	700	230	700	255	63	46

Elément	V		Ni/Co	Rb/Sr	K/Rb	Ca/Sr
	M	EM	M	M	M	M
I - SK	36	16	1,09	0,232	317	79
- I	83	20	1,16	0,124	282	132
- CM			3,06	0,029(?)	1110(?)	289
II - I	100	19	1,03	0,126	262	85
III - SK	90	44	1,47	0,208	255	32
- I	100	34	1,69	0,106	333	50

SK : Roches dont I.D. < 25

I : Roches dont 25 ≤ I.D. ≤ 100

CM : Roches dont I.D. > 100

ROCHES PLUTONIQUES

COEFFICIENTS DE CORRELATION (x 100)

GROUPE I

Si	-2																
Ti	26	-82															
Al	45	-61	84														
Cr	-10	-77	38	13													
Fe_3	13	-25	32	22	-12												
Mg	-10	-88	54	27	96	5											
Ni	-13	-77	39	15	99	- 8	95										
Co	- 3	-97	72	46	86	27	94	86									
Cu	-64	-45	15	4	43	- 3	48	46	46								
Zn	1	-73	65	57	57	-10	63	59	62	42							
Fe_2	- 4	-87	85	64	60	0	68	62	77	40	87						
Mn	40	-77	79	64	58	32	71	56	78	- 1	51	60					
Ca	- 6	-96	75	51	71	33	83	72	95	49	63	80	67				
Sr	52	4	10	44	-36	50	-28	-35	- 9	-32	-27	-24	17	- 4			
Na	40	68	-34	2	-82	3	-82	-81	-79	-54	-33	53	-40	-74	41		
K	5	74	-72	-50	-45	-15	-57	-46	-63	-41	-88	-82	-51	-69	30	36	
Rb	7	77	-75	-42	-55	-16	-66	-57	-71	-42	-79	-85	-61	-72	43	47	85
I.D.	- 9	-96	66	39	89	16	96	89	99	51	65	77	72	94	-20	-83	-65	-72
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

GROUPE II

Si	-90																
Ti	74	-39															
Al	99	-86	80														
Cr	-70	36	-71	-65													
Fe_3	86	-54	96	89	-85												
Mg	-31	-15	-84	-38	67	-75											
Ni	33	6	88	44	-48	73	-94										
Co	26	20	65	25	-83	66	-89	69									
Cu	-22	58	17	-25	-54	18	-61	34	86								
Zn	- 2	27	3	-12	-65	17	-34	0	72	88							
Fe_2	52	-15	60	46	-97	73	-68	43	90	71	80						
Mn	88	-77	51	80	-83	73	-21	8	38	7	39	73					
Ca	-22	-23	-80	-30	60	-69	100	-94	-87	-63	-32	-62	-11				
Sr	80	-97	32	79	-14	42	24	- 8	-38	-75	-50	- 8	59	32			
Na	64	-91	8	62	6	19	47	-31	-58	-85	-56	-26	46	54	97		
K	87	-78	81	94	-41	80	-37	54	9	-43	-42	20	54	-31	79	63	
Rb	71	-35	100	78	-72	96	-87	90	68	21	6	61	49	-83	27	3	78
I.D.	-33	-11	-87	-41	62	-76	99	-97	-84	-53	-23	-61	-18	99	18	42	-44	-89
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

GROUPE III

Si	-89																
Ti	87	-81															
Al	36	-55	14														
Cr	80	-91	66	54													
Fe_3	40	-40	30	1	32												
Mg	90	-96	90	38	87	26											
Ni	90	-93	87	41	87	39	95										
Co	87	-86	92	30	80	37	92	95									
Cu	51	-33	53	1	30	49	38	60	56								
Zn	-16	21	-11	24	-31	-12	-25	-17	-27	27							
Fe_2	86	-96	90	36	86	40	98	94	91	37	-26						
Mn	50	-56	72	-22	45	46	63	58	62	37	-30	71					
Ca	80	-85	76	26	81	5	91	78	72	13	-34	84	57				
Sr	-29	22	-47	57	- 5	-49	-29	-23	-34	-18	45	-37	-81	-29			
Na	7	9	-15	35	- 9	-64	- 9	-17	-24	-32	27	-24	-63	10	60		
K	-38	14	-25	-14	-31	48	-25	-22	-27	- 5	19	-10	13	-40	-23	-62	
Rb	-43	35	-21	-50	-50	43	-36	-32	-21	1	- 6	-22	14	-54	-45	-70	83
I.D.	90	-93	89	34	86	17	99	92	90	34	-30	94	62	94	-30	- 1	-38	-46
	P	Si	Ti	Al	Cr	Fe_3	Mg	Ni	Co	Cu	Zn	Fe_2	Mn	Ca	Sr	Na	K	Rb

ROCHES PLUTONIQUES. RAPPORTS ENTRE LES ELEMENTS MAJEURS, MINEURS ET EN TRACES

RAPPORT			GROUPE I			GROUPE II			GROUPE III		
x=by	+ c		b	c	Emc	b	c	Emc	b	c	Emc
P=b	Si	+ c	-19×10^{-5}	620	360	23×10^{-3}	7970	125	-11×10^{-3}	4435	185
b	Ti	+ c	62×10^{-3}	305	345	23×10^{-2}	-60	185	15×10^{-2}	415	195
b	I.D.	+ c	-52×10^{-2}	605	360	-65×10^{-1}	1140	260	14	605	175
Ti=b	Si	+ c	-26×10^{-3}	11640	850	-33×10^{-3}	14.035	810	-57×10^{-3}	21.200	1340
b	Fe_3	+ c	73×10^{-3}	3590	1410	16×10^{-2}	2210	245	93×10^{-3}	3155	2165
b	Mg	+ c	31×10^{-3}	3440	1250	-22×10^{-2}	6590	475	21×10^{-2}	1680	985
b	I.D.	+ c	15	3035	1115	-55	6370	430	77	1655	1025
Cr=b	Ti	+ c	67×10^{-4}	-111	247	-47×10^{-4}	35	4	66×10^{-5}	3	17
b	Fe_3	+ c	-51×10^{-4}	214	264	-95×10^{-5}	26	3	1×10^{-3}	19	21
b	Mg	+ c	98×10^{-4}	-70	77	12×10^{-4}	2	4	20×10^{-4}	6	11
b	I.D.	+ c	37×10^{-1}	-108	123	26×10^{-2}	5	5	75×10^{-2}	6	11
Ni=b	Mg	+ c	21×10^{-4}	-9	18	-14×10^{-5}	12	0,2	95×10^{-5}	5	3
b	Fe_2	+ c	23×10^{-2}	-37	46	28×10^{-6}	10	5	80×10^{-5}	0	3
b	I.D.	+ c	81×10^{-2}	-18	27	-35×10^{-3}	12	0,1	35×10^{-5}	5	4
Co=b	Mg	+ c	46×10^{-5}	6	4	-29×10^{-5}	14	0,5	37×10^{-5}	6	2
b	Fe_2	+ c	62×10^{-5}	-4	8	13×10^{-5}	7	0,5	31×10^{-5}	4	2
b	I.D.	+ c	20×10^{-2}	2	2	-66×10^{-3}	13	0,6	13×10^{-2}	6	2
Cu=b	Mg	+ c	74×10^{-5}	31	36	-31×10^{-4}	73	13	23×10^{-4}	24	54
b	Fe_2	+ c	1×10^{-3}	13	37	16×10^{-4}	0	12	19×10^{-4}	12	54
b	Na_2	+ c	-30×10^{-4}	118	34	-74×10^{-2}	232	9	-35×10^{-2}	185	56
b	I.D.	+ c	32×10^{-2}	25	35	-64×10^{-4}	64	14	76×10^{-5}	27	55
Zn=b	Fe_2	+ c	11×10^{-4}	35	10	14×10^{-5}	20	8	-31×10^{-5}	57	13
b	Ca^2	+ c	50×10^{-5}	51	15	-37×10^{-4}	66	13	-43×10^{-5}	61	13
b	Na	+ c	87×10^{-5}	94	19	-38×10^{-2}	154	11	69×10^{-2}	24	13
b	I.D.	+ c	20×10^{-2}	58	15	-22×10^{-3}	62	13	-16×10^{-3}	56	13
Mn=b	Fe_2	+ c	12×10^{-3}	395	250	30×10^{-4}	175	220	13×10^{-3}	310	145
b	Ca^2	+ c	85×10^{-4}	435	235	-31×10^{-1}	1000	315	11×10^{-1}	315	170
b	I.D.	+ c	35×10^{-1}	550	220	-41×10^{-4}	1059	315	49×10^{-4}	420	160
Sr=b	Ca	+ c	-17×10^{-5}	320	115	12×10^{-1}	380	40	-70×10^{-1}	830	250
b	Rb	+ c	12×10^{-2}	255	100	41×10^{-2}	400	45	-31×10^{-2}	875	230
b	I.D.	+ c	-34×10^{-4}	340	110	59×10^{-4}	400	45	-30×10^{-4}	755	250
Rb=b	K	+ c	37×10^{-2}	-5	21	30×10^{-1}	15	18	43×10^{-2}	-12	21
b	I.D.	+ c	-44×10^{-2}	82	27	-19×10^{-1}	134	13	-67×10^{-2}	97	34

TENEURS MOYENNES EN ELEMENTS DES MINERAUX DES ROCHES PLUTONIQUES

FRACTION MINERALE	ROCHES	Cr	Ni	Co	Cu	Zn
FELDSPATH-QUARTZ	PALEOZOIQUE	< 5	<5	<5 - 5	<5 - 5	21
	CRETACE SUP.	<5 - 5	<5	<5	10	23
	TERTIAIRE	<5	<5	<5	16	24
BIOTITE	PALEOZOIQUE	41	24	41	56	210
	CRETACE SUP.	43	25	43	93	167
	TERTIAIRE	73	66	55	118	210
AMPHIBOLE	PALEOZOIQUE	51	29	35	64	226
	CRETACE SUP.	59	45	38	155	198
	TERTIAIRE	83	78	43	153	194
MAGNETITE	PALEOZOIQUE	480	161	48	161	79
	CRETACE SUP.	400	105	45	113	68
	TERTIAIRE	520	138	58	105	100

DISTRIBUTION DE QUELQUES ELEMENTS

EN TRACES DANS LES MINERAUX DES ROCHES PLUTONIQUES

Cr

MINERAL / ECHANTILLON	FELDSPATH %P	T	TP	BIOTITE %P	T	TP	AMPHIBOLE %P	T	TP	MAGNETITE %P	T	TP	ROCHE TP	TrT
G - 2	88	<5	<4,4	8	30	2,4	2	70	1,4	0,3	600	1,8	5,6-10	5
- 3	68	5	3,4	18	10	1,8	12	50	6,0	0,5	500	2,5	13,7	15
- 5	80	<5	<4,0	18	45	8,1	--	--	---	0,8	450	3,6	11,7-15,7	10
- 6	84	<5	<4,4	10	80	8,0	--	--	---	0,6	600	3,6	11,6-16,0	13
-10	75	<5	<3,8	12	25	3,0	12	50	6,0	0,6	500	3,0	12,0-15,8	12
-11	62	<5	<3,1	9	20	1,8	27	35	9,5	0,8	300	2,4	13,7-16,8	10
-15	88	<5	<4,4	10	80	8,0	--	--	---	0,6	400	2,4	10,4-14,8	12
G -12	82	5	4,1	6	70	4,2	10	130	13,0	1,2	350	4,2	25,5	25
-13	76	<5	<3,8	17	35	6,0	6	95	5,7	0,4	600	2,4	14,1-17,9	10
-17	84	<5	<4,2	--	--	---	12	70	8,4	1,7	300	5,1	13,5-17,7	16
-18	79	5	4,0	11	25	2,8	8	40	3,2	0,9	350	3,2	13,2	12
G -22	81	<5	<4,1	3	70	2,1	12	80	9,6	1,5	500	7,5	19,2-23,3	15
-25	85	<5	<4,3	7	75	4,3	6	85	5,1	1,0	600	6,0	15,4-19,7	20
-26	81	<5	<4,1	7	70	4,9	8	65	5,2	1,6	400	6,4	16,5-20,6	15
-27	83	<5	<4,2	7	75	5,3	6	90	5,4	1,3	400	5,2	15,9-20,1	15
-29	82	<5	<4,1	--	--	---	17	90	15,3	1,4	700	9,8	25,1-29,2	25
-30	85	<5	<4,3	--	--	---	13	90	11,7	1,3	500	6,5	18,2-22,5	25
-33	87	5	4,4	--	--	---	11	85	9,5	0,3	550	1,7	15,6	20

P : Pourcentage en poids du minéral dans la roche
T : Teneur du minéral
TP : Contribution du minéral à la teneur totale de la roche
TrT : Teneur de la roche totale

(Suite)

Ni

MINERAL / ROCHE	FELDSPATH-QTZ %P	T	TP	BIOTITE %P	T	TP	AMPHIBOLE %P	T	TP	MAGNETITE %P	T	TP	ROCHE TPΣ	TrT
G - 2	88	<5	<4,4	8	15	1,2	2	30	0,6	0,3	220	0,7	2,5-6,9	8
- 3	68	<5	<3,4	18	15	2,7	12	25	3,0	0,5	300	1,5	7,2-10,6	10
- 5	80	<5	<4,0	18	30	5,4	--	--	---	0,8	130	1,0	6,4-10,4	6
- 6	84	<5	<4,4	10	30	3,0	--	--	---	0,6	220	1,3	4,3-8,7	6
- 10	75	<5	<3,8	12	25	3,0	13	30	3,9	0,6	110	0,7	7,6-11,4	12
- 11	62	<5	<3,1	9	20	1,8	27	30	8,1	0,8	70	0,6	10,5-13,6	9
- 15	88	<5	<4,4	10	35	3,5	--	--	---	0,6	80	0,5	4,0-8,8	6
G - 12	82	<5	<4,1	6	25	1,5	10	40	4,0	1,2	160	1,9	7,4-11,6	10
- 13	76	<5	<3,8	17	30	5,1	6	40	2,4	0,4	80	0,3	7,8-11,6	11
- 17	84	<5	<4,2	--	--	---	12	50	6,0	1,7	85	1,5	7,5-11,7	11
- 18	79	<5	<4,0	11	20	2,2	8	50	4,0	0,9	95	0,9	7,1-11,1	10
G - 22	81	<5	<4,1	3	70	2,1	12	75	9,0	1,5	120	1,8	12,9-17,0	14
- 25	85	<5	<4,3	7	80	5,6	6	85	5,1	1,0	110	1,1	11,8-16,1	14
- 26	81	<5	<4,1	7	70	4,9	8	80	5,6	1,6	85	1,4	11,9-16,0	10
- 27	83	<5	<4,2	7	45	3,2	6	65	3,9	1,3	90	1,2	8,3-12,5	9
- 29	82	<5	<4,1	--	--	---	17	95	16,2	1,4	210	2,9	19,1-23,4	20
- 30	85	<5	<4,3	--	--	---	13	85	11,1	1,3	160	2,1	13,2-17,5	15
- 33	87	<5	<4,4	--	--	---	11	60	6,6	0,3	190	0,6	7,2-11,6	10

(Suite)

Co

MINERAL / ROCHE	FELDSPATH-QTZ %P	5	TP	BIOTITE %P	T	TP	AMPHIBOLE %P	T	TP	MAGNETITE %P	T	TP	ROCHE TPΣ	TrT
G - 2	88	5	4,4	8	30	2,4	2	30	0,6	0,3	40	0,1	7,5	7
- 3	68	5	3,4	18	35	5,0	12	40	4,8	0,5	40	0,2	13,8	14
- 5	80	<5	<4,0	18	40	7,2	--	--	---	0,8	50	0,4	7,6-11,6	8
- 6	84	5	4,4	10	45	4,5	--	--	---	0,6	50	0,3	9,2	8
- 10	75	5	3,8	12	40	4,8	12	40	4,8	0,8	50	0,4	13,1	13
- 11	62	<5	<3,1	9	50	0,5	27	30	8,1	0,8	60	0,5	9,1-12,2	9
-15	88	<5	<4,4	10	45	4,5	--	--	---	0,6	50	0,3	4,8-9,2	6
G - 12	82	5	4,1	6	30	1,8	10	35	3,5	1,2	45	0,5	9,9	9
- 13	76	<5	<3,8	17	45	7,7	6	30	1,8	0,4	45	0,2	9,7-13,5	12
- 17	84	<5	<4,2	--	--	---	12	50	6,0	1,7	40	0,7	6,7-10,9	10
- 18	79	<5	<4,0	11	55	5,5	8	35	2,8	0,9	50	0,5	8,8-12,8	10
G - 22	81	<5	<4,1	3	40	1,2	12	35	4,2	1,5	55	0,8	6,2-10,3	8
- 25	85	<5	<4,3	7	80	5,6	6	35	3,3	1,0	70	0,7	9,6-13,9	10
- 26	81	<5	<4,1	7	60	4,2	8	50	4,0	1,6	65	1,0	9,2-13,3	10
- 27	83	<5	<4,2	7	40	2,8	6	40	2,4	1,3	60	0,8	6,0-10,2	8
- 29	82	<5	<4,1	--	--	---	17	50	8,5	1,4	60	0,8	9,3-13,4	10
- 30	85	<5	<4,3	--	--	---	13	40	5,2	1,3	45	0,6	5,8-10,1	8
- 33	87	6	5,2	--	--	---	11	30	3,3	0,3	50	0,2	8,7	8

(Suite)

Cu

MINERAL ROCHE	FELDSPATH-QTZ %P		TP	BIOTITE %P	T	TP	AMPHIBOLE %	T	TP	MAGNETITE %	T	TP	ROCHE TPΣ	TrT
G - 2	88	<5	<4,4	8	40	3,2	2	40	0,8	0,3	50	0,2	4,2-8,6	10
- 3	68	<5	<3,4	18	40	6,2	12	55	6,6	0,5	290	1,5	14,3-17,7	16
- 4	80	<5	<4,0	18	30	5,4	--	--	---	0,8	130	1,0	6,4-10,4	10
- 6	84	<5	4,4	10	35	3,5	--	--	---	0,6	280	1,6	5,1-9,5	10
- 10	75	10	7,5	12	80	9,6	12	90	10,8	0,6	120	0,7	28,6	35
- 11	62	<5	<3,1	9	40	3,6	27	70	18,9	0,8	60	0,5	23-26,1	20
- 15	88	5	4,4	10	130	13,0	--	--	---	0,6	200	1,2	18,6	20
G - 12	82	5	4,1	6	60	3,6	10	190	19,0	1,2	160	1,9	28,6	30
- 13	76	15	11,4	17	150	25,5	6	160	9,6	0,4	110	0,4	46,9	65
- 17	84	10	8,4	--	---	---	12	80	9,6	1,7	90	1,5	19,5	20
- 18	79	10	7,9	11	70	7,7	8	190	15,2	0,9	90	0,8	31,6	32
G - 22	81	10	8,1	3	60	1,8	12	110	13,2	1,5	90	1,4	24,5	22
- 25	85	10	8,5	7	160	11,2	6	250	15,0	1,0	95	1,0	35,7	45
- 26	81	10	8,1	7	180	12,6	8	150	12,0	1,6	60	1,0	33,7	35
- 27	83	5	4,2	7	70		6	60		1,3	80	1,0	13,7	16
- 29	82	60	49,2	--	---	---	17	280	47,6	1,4	110	1,5	98,3	200
- 30	85	10	8,5	--	---	---	13	85	11,1	1,3	30	0,4	20,0	25
- 33	87	5	4,4	--	---	---	11	135	14,9	0,3	270	0,8	20,1	25

(Suite)

Zn

MINERAL ROCHE	FELDSPATH-QTZ %P	T	TP	BIOTITE %P	T	TP	AMPHIBOLE %P	T	TP	MAGNETITE %P	T	TP	ROCHE TPΣ	TrT
G - 2	88	20	17,6	8	260	20,8	2	300	6,0	0,3	65	0,2	44,6	60
- 3	68	20	13,6	18	185	33,3	12	245	29,4	0,5	85	0,4	76,7	85
- 5	80	20	16,0	18	220	39,6	--	---	----	0,8	80	0,6	56,2	60
- 6	84	20	16,8	10	295	29,5	--	---	----	0,6	70	0,4	46,7	55
-10	75	25	18,8	12	155	19,6	12	180	21,6	0,6	90	0,5	60,5	70
-11	62	25	15,5	9	160	15,4	27	180	48,6	0,8	90	0,7	80,2	75
-15	88	20	17,6	10	195	19,5	--	---	----	0,6	70	0,4	37,5	40
G -12	82	25	20,5	6	90	5,4	10	200	20,0	1,2	60	0,7	46,6	45
-13	76	20	15,2	17	220	37,4	6	195	11,7	0,4	100	0,4	64,7	70
-17	84	20	16,8	--	---	----	12	125	15,0	1,7	50	0,9	32,7	35
-18	79	25	19,8	11	190	20,9	8	270	21,6	0,9	60	0,5	62,8	60
G -22	81	20	16,2	3	160	4,8	12	190	22,8	1,5	50	0,8	44,6	40
-25	85	20	17,0	7	260	18,2	6	275	16,5	1,0	50	0,5	52,2	55
-26	81	25	20,3	7	220	15,4	8	170	13,6	1,6	100	1,6	50,9	50
-27	83	15	12,5	7	200	140	6	160	9,6	1,3	100	1,3	37,4	35
-29	82	25	20,5	-	---	---	17	230	39,1	1,4	230	2,2	61,8	70
-30	85	35	29,8	-	---	---	13	225	29,3	1,3	100	1,3	60,4	75
-33	87	30	26,1	-	---	---	11	110	12,1	0,3	70	0,2	38,4	40

TABLE DES MATIERES

RESUME

REMERCIEMENTS

INTRODUCTION

CHAPITRE I : A - LES ELEMENTS EN TRACES LEUR DISTRIBUTION DANS LES FORMATIONS GEOLOGIQUES ET LEUR LOCALISATION DANS LES MINERAUX DES ROCHES

I - Les éléments se présentant sous forme de traces 1
II - Abondance des éléments en traces 1
III - Localisation des éléments en traces dans les minéraux 5

B - METHODES EMPLOYEES POUR L'ANALYSE DES ELEMENTS EN TRACES

Introduction 9

I - Analyse par absorption atomique 9

a) Appareillage 9
b) Préparation des échantillons 10
c) Préparation des solutions standards 10
d) Procédés opératoires 10
e) Précision de la méthode 11

II - Analyses par spectrographie d'émission 11

a) Préparation des standards 11
b) Matériel utilisé 12
c) Méthode opératoire 12
d) Précision de la méthode 12

III - Analyses par spectrographie de fluorescence X 12

a) Matériel utilisé 13
b) Préparation des échantillons 13
c) Méthode opératoire 13
d) Précision de la méthode 13

CHAPITRE II : A - LA GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES 15

I - Généralités
II - Caractère métallogénique du volcanisme andésitique 21
III - Géochimie de quelques éléments présents dans les roches volcaniques 23

a) Chrome, nickel, cobalt et cuivre 24
b) Zinc 30
c) Strontium 31
d) Rubidium 32

B- LES ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI ET DE L'ANTARCTIQUE OCCIDENTAL 36

Les roches volcaniques et les gisements minéraux du Chili 44

C - GEOCHIMIE DES ROCHES VOLCANIQUES DU CHILI ET DE L'ANTARCTIQUE OCCIDENTAL 45

Introduction 45
Analyse statistique 45
Discussion des résultats et conclusions 46
Eléments majeurs 47
Eléments mineurs 47

Phosphore 47
Titane 48
Manganèse 48

Eléments en traces

Chrome 49
Nickel 50
Cobalt 50
Cr, Ni, Co et l'origine des andésites 51
Cuivre 51
Zinc 53
Strontium 54
Rubidium 56

CHAPITRE III : A - GEOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES 58

Introduction 58

I - Les éléments en traces dans les roches granitiques et la métallogenèse 58
II - Distribution de quelques éléments en traces dans les roches granitiques 62

a) Chrome, nickel et cobalt 65
b) Cuivre 67
c) Zinc 68

III - Les éléments en traces comme indicateurs de l'évolution pétrologique des roches granitiques 69

a) Strontium 70
b) Rubidium 72

B - ROCHES PLUTONIQUES DU CHILI ENTRE LES PARALLELES 33° et 34° S 78

I - Les roches granitiques chiliennes 78
II - Les cycles intrusifs et les gisements métallifères 79
III - Les roches intrusives entre les parallèles 34° et 34° S 79

C - GEOCHIMIE DES ROCHES PLUTONIQUES DU CHILI COMPRISES ENTRE LES LATITUDES 33° et 34° S 82

Introduction 82
Analyse statistique 82
Discussion des résultats et conclusions
Eléments majeurs 82
Eléments mineurs 83

Phosphore 83
Titane 83
Manganèse 84

Eléments en traces 84

Chrome 84
Nickel 84
Cobalt 85
Vanadium 86
Cuivre 86
Zinc 87
Strontium 87
Rubidium 89

CONCLUSIONS GENERALES 91

BIBLIOGRAPHIE 97

LISTE DES TABLEAUX

ANNEXE A (CHAPITRE II)

LISTE DES ROCHES ANALYSEES

Groupe 1 - Formation Lo Prado (Crétacé inférieur) 1
Groupe 2 - Formation Veta Negra (Crétacé inférieur à moyen) 2
Groupe 3 - Formation Abanico (Crétacé supérieur) 6
Groupe 4 - Formation Farellones (Crétacé supérieur Tertiaire inférieur) 7
Groupe 6 - Formation Cola de Zorro (Miocène) 10
Groupe 7 - Plateau volcanique des Iles Shetland du Sud Antarctique (Miocène) 14
Groupe 8 - Groupe volcanique du Marmolejo (Pliocène) 15
Groupe 10 - Groupe volcanique des Payachatas (Quaternaire) 17
Groupe 11 - Groupe volcanique de la Laguna del Maule (Quaternaire) 18
Groupe 12 - Groupe volcanique de l'Antuco (Quaternaire) 20
Groupe 13 - Groupe volcanique des Iles Shetland du Sud (Quaternaire) 21
Groupe 15 - Volcanisme plio-pléistocène de Mary Byrd, Ligne N 22
Groupe 16 - Volcanisme plio-pléistocène de Mary Byrd, Ligne S 25

ROCHES VOLCANIQUES DES GROUPES 1 à 17, TENEURS MOYENNES ET ECARTS MOYENS (GROUPES) 27
(SUB-GROUPES) 32

TENEURS EN OXYDES DES GROUPES COMPOSES DES ROCHES VOLCANIQUES (Crétacées, Tertiaires et Quaternaires) 35

COEFFICIENTS DE CORRELATION DES ELEMENTS ANALYSES 36

RAPPORTS ENTRE LES ELEMENTS MAJEURS, MINEURS ET EN TRACES 53

ANNEXE B (CHAPITRE III)

LISTE DES ROCHES ANALYSEES

Groupe I - Roches paléozoïques 59
Groupe II - Roches du Crétacé supérieur 64
Groupe III - Roches du Tertiaire 66

ROCHES PLUTONIQUES DES GROUPES I à III, TENEURS MOYENNES ET ECARTS MOYENS (Groupes) 70
(Sub-Groupes) 71

COEFFICIENTS DE CORRELATION DES ELEMENTS ANALYSES 72

RAPPORTS ENTRE LES ELEMENTS MAJEURS, MINEURS ET EN TRACES 75

TENEURS MOYENNES EN ELEMENTS EN TRACES DES MINERAUX DES ROCHES PLUTONIQUES 76

DISTRIBUTION DE QUELQUES ELEMENTS EN TRACES DANS LES MINERAUX DES ROCHES PLUTONIQUES

Chrome 77
Nickel 78
Cobalt 79
Cuivre 80
Zinc 81

LISTE DES FIGURES

FIGURE 1 - Exemples de courbes de travail en absorption atomique 10

FIGURE 2 - Analyse du vanadium par spectrographie d'émission 11

FIGURE 3 - Analyses par spectrométrie de fluorescence X 13

FIGURE 4 - Le Géosynclinal Andin 36

FIGURE 5 - Profil généralisé du Chili Central 38

FIGURE 6 - Les Iles Shetland du Sud et la Terre de Mary Byrd 42

FIGURE 7 - Légende des cartes géologiques 44

FIGURES 8 à 12 - Localisation des échantillons (Roches volcaniques) 44

FIGURES 13 à 17 - Distribution des teneurs en éléments mineurs et en traces dans les roches volcaniques : Planches hors texte

FIGURES 18 à 27 - Roches volcaniques - Rapport des éléments mineurs et en traces et les éléments majeurs, et l'indice de différentiation 57

FIGURE 28 - Carte d'échantillonnage des roches granitiques 79

FIGURE 29 - Distribution des teneurs en éléments mineurs et en traces dans les roches plutoniques : Planche hors texte

FIGURES 30 à 32 - Roches plutoniques - Rapport des éléments mineurs et en traces, et les éléments majeurs, et l'indice de différentiation 90